

APLITOPEGMATITOS COM ELEMENTOS RAROS DA
REGIÃO ENTRE ALMENDRA (V. N. DE FOZ-CÔA) E
BARCA D'ALVA (FIGUEIRA DE CASTELO RODRIGO).
CAMPO APLITOPEGMATÍTICO DA
FREGENEDA-ALMENDRA

ROMEU ANDRÉ CARVALHO VIEIRA

DISSERTAÇÃO APRESENTADA À UNIVERSIDADE DO PORTO
PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM
GEOLOGIA

2010

APLITOPEGMATITOS COM ELEMENTOS RAROS DA
REGIÃO ENTRE ALMENDRA (V. N. DE FOZ-CÔA) E
BARCA D'ALVA (FIGUEIRA DE CASTELO RODRIGO).
CAMPO APLITOPEGMATÍTICO DA
FREGENEDA-ALMENDRA

ROMEU ANDRÉ CARVALHO VIEIRA

DISSERTAÇÃO PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM
GEOLOGIA

UNIVERSIDADE DO PORTO – FACULDADE DE CIÊNCIAS

PORTO, 6 DE SETEMBRO DE 2010

Título: Aplitopegmatitos com Elementos Raros da Região entre Almendra (V. N. de Foz-Côa) e Barca D'Alva (Figueira de Castelo Rodrigo). Campo Aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra

Autor: Romeu André Carvalho Vieira.

Orientador Científico: Doutor Alexandre Martins Campos de Lima, Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, da Faculdade de Ciências, da Universidade do Porto.

Co-orientador Científico: Doutora Encarnación Roda-Robles, Departamento de Mineralogia e Petrologia, da Universidade do País Basco, Bilbao, Espanha.

Constituição do júri das provas de doutoramento:

Presidente Doutor Fernando Manuel Pereira de Noronha, Professor Catedrático da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (por subdelegação do Director da FCUP).

Vogais Doutor Fernando Manuel Pereira de Noronha, Professor Catedrático da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (arguente);

Doutor António Manuel Nunes Mateus, Professor Catedrático da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (arguente);

Doutor Alfonso Pesquera Perez, Professor Catedrático na Universidade do País Basco, Bilbao, Espanha;

Doutora Maria Elisa Preto Gomes, Professora Associada com Agregação da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro;

Doutor Alexandre Martins Campos de Lima, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto;

Doutora Encarnación Roda-Robles, Professora Titular na Universidade do País Basco, Bilbao, Espanha;

Este trabalho foi reconhecido com o título de Doutoramento Europeu, com os pareceres favoráveis:

Doutora M^a Mercedes Fuertes-Fuente, Professora Titular no Departamento de Geologia, da Universidade de Oviedo, Espanha;

Doutor Gaston Giuliani, Director do grupo de Petrologia do *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques-CNRS*, Nancy, França.

Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia(POCTI-FSE), no âmbito da bolsa de doutoramento com a referência: SFRH/BD/16911/2004.



POCTI
Programa Operacional
Ciência Tecnologia Inovação
INICIATIVA DE COOPERAÇÃO INTER-REGIONAL



FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, INOVAÇÃO E DO ENSINO SUPERIOR Portugal

*“Não me esqueci de nada, mãe.
Guardo a tua voz dentro de mim...”*

AGRADECIMENTOS

A Geologia leva tempo, mas estes seis anos passaram a voar! Durante esta etapa tão importante da minha vida, muito para além de me realizar profissionalmente, amadureci o meu interesse por esta Ciência. Foram seis anos românticos, de fins de tardes quentes e solitárias, de um silêncio absoluto, de uma paisagem que se entranha, porque o Douro tem esse encanto.

Mas não foi um percurso solitário, longe disso. Foi um período recheado de gente. E é a esses, que acreditaram, que me apoiaram, que me ajudaram e fizeram este projecto possível, que quero deixar aqui expressa a minha gratidão.

Em primeiro lugar quero agradecer aos meus orientadores científicos. Ao Doutor Alexandre Lima, pelas oportunidades e crença dos últimos 10 anos. Pela amizade, pelo apoio e pelo conhecimento que me transmitiu. À Doutora Encarnación Roda-Robles, que este projecto de doutoramento me deu o imenso prazer de conhecer, agradeço a confiança, a amizade, a preocupação e o todo o saber que me passou. Sem eles não teria tido tanto prazer na elaboração deste trabalho, e ambos têm em mim um amigo para a vida.

Não poderia esquecer a minha amiga Tânia Martins. Obrigado por tudo. Trilhámos e cruzámos muitos dos nossos caminhos, e um pedacinho deste trabalho é teu.

Aos meus colegas de Doutoramento, com os quais partilhei o meu dia-a-dia, o nosso espaço, as nossas incertezas, mas acima de tudo o bom espírito de companheirismo que conseguimos manter.

Ao Professor Fernando Noronha e à Professora Deolinda Flores, na qualidade de Directores do Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, da Fac. Ciências da Universidade do Porto, pelas condições e equipamentos disponibilizados para a realização deste projecto. Aproveito ainda para agradecer aos membros, docentes e funcionários, deste Departamento, pela disponibilidade que sempre demonstraram quando solicitados. Quero agradecer ao Centro de Geologia da Universidade do Porto, e ao Professor Fernando Noronha, pelo prazer de poder integrar esta equipa.

Não posso também deixar de mencionar as pessoas, as instituições e as empresas que contribuíram para a realização deste projecto.

Agradeço ao Francisco Silva o apoio prestado na interpretação e discussão dos dados usados na prospecção geoquímica.

Aos Professores Alfonso Pesquera e Pedro Gil-Crespo, por todos os conselhos e discussões que tivemos, quer no campo, quer nos períodos em que me acolheram nas minhas visitas ao Departamento de Mineralogia e Petrologia, Universidade do País Basco (Bilbau, Espanha).

Quero também agradecer ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia (Laboratório de S. M. Infesta), e ao Engenheiro Machado Leite, na qualidade de seu Director, quer pelos dados fornecidos, quer pelas sessões de microsonda electrónica ali realizadas, em especial à Eng.^a Fernanda Guimarães e ao Doutor Farinha Ramos.

Ao Professor Milan Novák, pela oportunidade de intercâmbio estabelecida, que permitiu o uso da microsonda electrónica do Instituto de Ciências Geológicas, Univ. Masaryk (Brno, República Checa). Ao responsável do laboratório, Radek Škoda e ao operador Petr Gadas, o meu muito obrigado.

Quero agradecer à Felmica, Minerais Industriais, S. A. (Grupo Mota), ao Dr. Rui Vide, ao Paulo Moutela e ao Nuno Santos, pela colaboração e interesse que sempre demonstraram neste projecto de Doutoramento. Às empresas Imerys e Empresa Minera del Duero, S. A. (Miduesa), pela permissão de acesso às minas de Alberto e Feli, respectivamente.

Quero também deixar o meu agradecimento a todos os amigos e colegas que se dedicam ao estudo dos pegmatitos, quer a nível nacional, quer a nível internacional, pelo prazer que foi conhecê-los e discutir com eles muitas das minhas dúvidas.

O Rui Rodrigues, os seus pais, Maria da Conceição Rodrigues e António Rodrigues, e a sua avó, Maria da Glória Alves da Cunha, por todos os pequenos, e grandes almoços que a sua família me ofereceu, mas principalmente pelo quão bem eu me senti em vossa casa. Obrigado.

E aos meus amigos, grande parte deles geólogos, por toda a confiança e força que me deram.

À Joana, pelo seu amor, que tanta força me deu nos momentos difíceis, mas principalmente por acreditar em mim e compreender a ausência destes últimos meses.

À minha irmã, pela mulher forte e inspiradora que se tornou.

E aos meus Pais agradeço tudo! Nunca nos negaram nada que estivesse ao seu alcance, e abdicaram de muitas coisas por nós. Amo-vos e admiro-vos profundamente.

E nesses fins de tardes quentes, de silêncio absoluto, a minha mãe esteve sempre comigo!

RESUMO

O campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, na zona transfronteiriça do Douro, estende-se ao longo do flanco norte do Complexo Granítico Varisco de Mêda-Penedono-Lumbrals, numa faixa metassedimentar alinhada E-O, do Complexo Xisto-Grauváquico.

No campo aplitopegmatítico, e tendo em conta critérios mineralógicos, texturais, estruturais e geoquímicos, foram definidos onze tipos de filões: (1) aplitopegmatitos intragraníticos, com quartzo, feldspato potássico, moscovite, albite e turmalina; (2) filões compostos essencialmente por quartzo e andaluzite, concordantes e boudinados; (3) filões e apófises aplitopegmatíticas, muito comuns no sector oriental do campo aplitopegmatítico, compostos por quartzo, feldspato potássico, moscovite, albite, turmalina e fosfatos de Fe-Mn; (4) aplitopegmatitos simples concordantes, com quartzo, feldspato potássico, albite, moscovite, turmalina e granada; (5) filões aplitopegmatíticos escassos, compostos essencialmente por feldspato potássico; (6) filões simples discordantes, compostos por quartzo, feldspato potássico, albite, moscovite, e fosfatos de Fe-Mn e Li-Al, representam o tipo de filão mais comum; (7) filões aplitopegmatíticos ricos em petalite, com quartzo, albite, feldspato potássico, moscovite, cassiterite, minerais do grupo da columbite-tantalite, e fosfatos de Li-Al e Fe-Mn; (8) filões ricos em espodumena, com quartzo, albite, feldspato potássico, petalite, moscovite, com menores quantidades de fosfatos de Li-Al e Fe-Mn, cassiterite e minerais do grupo da columbite-tantalite; (9) aplitopegmatitos ricos em moscovite-litínifera e espodumena, com quartzo, albite, feldspato potássico, fosfatos de Li-Al e Fe-Mn, cassiterite e minerais do grupo da columbite-tantalite; (10) filões aplitopegmatíticos ricos em moscovite-litínifera, com quartzo, albite, feldspato potássico, cassiterite, minerais do grupo da columbite-tantalite e fosfatos de Li-Al e Fe-Mn; e por fim, (11) filões de quartzo com cassiterite, com estruturas tipo “stockwork”, com moscovite, albite, feldspato potássico e minerais do grupo da columbite-tantalite.

Este conjunto de filões pode ser dividido em filões estéreis e filões evoluídos. No primeiro grupo enquadram-se os filões intragraníticos e concordantes do tipo 1, 2, 3 e 4, mineralógica e geoquimicamente mais simples. Afloram nas proximidades do complexo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals.

O segundo grupo engloba, e numa sequência de maior diferenciação, os filões do tipo 5 → 6 → 7 e 8 → 9 → 10. São filões visivelmente enriquecidos em elementos raros e com paragénese minerais complexas. Afloram em pontos mais afastados do complexo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals. Por seu lado, os filões do tipo 11,

dobrados e cortados por filões mais evoluídos (tipo 9), enquadram-se numa posição evolutiva intermédia, entre os filões estéreis e os filões mais diferenciados.

O grau de metamorfismo dos metassedimentos encaixantes diminui à medida que aumenta o grau de diferenciação dos filões aplitopegmatíticos. Esta evolução também se materializa na diminuição da razão K/Rb do feldspato potássico e da moscovite, e na razão Fe/Mn dos fosfatos.

Os dados estruturais, geoquímicos, isotópicos e de modelização permitem afirmar que estes filões são o resultado de diferentes eventos magmáticos, associados à terceira fase de deformação Varisca.

A fusão de protólitos com composição semelhante à do Complexo Xisto-Grauváquico, terá gerado os fundidos que deram origem aos granitos sin- a tardi-D₃ do complexo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals. Associado a este processo, formam-se os filões quartzo-andaluzíticos (tipo 2) e os filões simples concordantes (tipo 4), coetâneos ou precedentes a este complexo granítico. A diferenciação por cristalização fraccionada de um fundido granítico, mais tardio, composicionalmente próximo ao do granito de Mêda, gera os filões intragraníticos (tipo 1) e apófises aplitopegmatíticas (tipo 3). Este conjunto de quatro tipos de filões, com idades compreendidas entre $300,0 \pm 3,5$ e $304,8 \pm 4,4$ Ma, intruem foliações tectónicas S₃, de direcção N100°-120°E; subverticais, relacionadas com o dobramento poliarmónico e a instalação dos granitos do complexo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals ($311,2 \pm 3,7$ Ma).

Os filões de quartzo com cassiterite (tipo 11), serão a manifestação da cúpula não aflorante do granito tardi-D₃ de Feli ($305,0 \pm 3,3$ Ma).

O grupo de filões mais evoluídos, com idades compreendidas entre $295,1 \pm 4,2$ e $296,4 \pm 3,5$ Ma, especialmente ricos em lítio, e que ocorrem encaixados em estruturas de desligamento esquerdo tardi-tectónicas (NNE-SSO e NE-SO), serão o produto de altas taxas de diferenciação por cristalização fraccionada, de magmas originados em momentos orogénicos mais tardios (300 – 280 Ma), por fusão de materiais com composições semelhantes à do Complexo Xisto-Grauváquico. A associação deste tipo de mineralizações litíferas a granitos tardi- a pós-D₃, encontra-se materializada em outros sistemas granítico-pegmatíticos da região. A cristalização fraccionada extrema, de fundidos com composições próximas às destes granitos, terá sido o processo responsável pela formação dos filões aplitopegmatíticos com petalite (tipo 7), espodumena (tipo 8), “lepidolite” e espodumena (tipo 9), e “lepidolite” (tipo 10).

RESUMEN

El campo pegmatítico de la Fregeneda-Almendra, en la zona transfronteriza del Duero, se extiende a lo largo del flanco norte del Complejo Granítico Varisco de Mêda-Penedono-Lumbrals, en una franja metasedimentaria de dirección E-O, del Complejo Esquisto-Grauváquico.

En el campo pegmatítico, y teniendo en cuenta criterios mineralógicos, texturales, estructurales y geoquímicos, fueron definidos once tipos de filones: (1) pegmatitas intragraníticas, con cuarzo, feldespato potásico, moscovita, albita y turmalina; (2) filones compuestos esencialmente por cuarzo y andalucita, concordantes y boudinados; (3) filones y apófisis aplopegmatíticas, muy comunes en el sector oriental del campo pegmatítico, compuestos esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, albita, turmalina y fosfatos de Fe-Mn; (4) pegmatitas simples concordantes, con cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita, turmalina y granate; (5) filones pegmatíticos compuestos esencialmente por feldespato potásico y que son muy escasos; (6) filones simples discordantes, compuestos por cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita y fosfatos de Fe-Mn y Li-Al, representan el tipo de filón más común; (7) filones ricos en petalita, con cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, casiterita, minerales del grupo de la columbita-tantalita y fosfatos de Fe-Mn y Li-Al; (8) filones ricos en espodumena, con cuarzo, albita, feldespato potásico, petalita, moscovita, fosfatos de Li-Al, con cantidades menores de casiterita y minerales del grupo de la columbita-tantalita; (9) pegmatitas ricas en moscovita litinífera y espodumena, con cuarzo, albita, feldespato potásico, fosfatos de Fe-Mn y Li-Al, casiterita y minerales del grupo de la columbita-tantalita; (10) filones pegmatíticos ricos en moscovita litinífera, con cuarzo, albita, feldespato potásico, fosfatos de Li-Al y Fe-Mn, casiterita y minerales del grupo de la columbita-tantalita; y, (11) filones de cuarzo con casiterita, tipo “stockwork”, con moscovita, albita, feldespato potásico y minerales del grupo de la columbita-tantalita.

Este conjunto de filones puede ser dividido en filones estériles y filones evolucionados. En el primer grupo se encuadran los filones intragraníticos y los concordantes (tipos 1, 2, 3 y 4), mineralógica y geoquímicamente más simples. Afloran en las proximidades del complejo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals.

El segundo grupo engloba, en una secuencia de mayor diferenciación, los filones de tipo 5 → 6 → 7 y 8 → 9 → 10. Son filones visiblemente enriquecidos en elementos raros, con paragénesis minerales complejas. Afloran en puntos más alejados del complejo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals. Por su parte, los filones de tipo 11, plegados y cortados por filones más evolucionados (tipo 9), se encuadran en una posición evolutiva intermedia, entre los filones estériles y los filones más evolucionados.

El grado de metamorfismo disminuye a medida que aumenta el grado de diferenciación de los filones pegmatíticos. Esta evolución también se materializa en la disminución de la razón K/Rb del feldespato potásico y de la moscovita, y en la razón Fe/Mn de los fosfatos.

Los datos estructurales, geoquímicos, isotópicos y de modelización, permiten afirmar que estos filones son el resultado de diferentes eventos magmáticos, asociados a la tercera fase de deformación Varisca.

Procesos de fusión de protólitos con composición semejante a la de los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico habrían generado los fundidos que dieron origen a los granitos sin- y tardi-D₃ del complejo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals. Asociado a este proceso se formarían los filones cuarzo-andalucíticos (tipo 2) y los filones simples concordantes (tipo 4), coetáneos o precedentes a este complejo granítico. La diferenciación por cristalización fraccionada de un fundido granítico, más tardío, composicionalmente mucho más próximo al granito de Mêda, generaría los filones intragraníticos (tipo 1) y las apófisis aplopegmatíticas (tipo 3). Este conjunto de cuatro tipos de filones, con edades comprendidas entre $300,0 \pm 3,5$ y $304,8 \pm 4,4$ Ma, intruyen foliaciones tectónicas S₃, de dirección N100°– 120°E; subverticales, relacionadas con el plegamiento poliarmónico y la instalación de los granitos del complejo granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals ($311,2 \pm 3,7$ Ma).

Los filones de cuarzo con casiterita (tipo 11), serían una manifestación de la cúpula no aflorante del granito tardi-D₃ de la mina Feli ($305,0 \pm 3,3$ Ma).

El grupo de filones más evolucionados, con edades comprendidas entre $295,1 \pm 4,2$ y $296,4 \pm 3,5$ Ma, especialmente ricos en litio, y que se encuentran encajados en estructuras de desligamiento izquierdo tardi-tectónicas (NNE-SSO y NE-SO), sería un producto de altas tasas de diferenciación por cristalización fraccionada, de magmas originados en momentos orogénicos más tardíos (300 – 280 Ma), por fusión de materiales con composiciones semejantes a los del Complejo Esquisto-Grauváquico. La asociación de este tipo de mineralizaciones litíferas con granitos tardi- a post- D₃, se encuentra materializada en otros sistemas granito-pegmatíticos de la región. La cristalización fraccionada extrema de fundidos con composiciones próximas a las de estos granitos, habría sido el proceso responsable de la formación de los filones pegmatíticos con petalita (tipo 7), espodumena (tipo 8), “lepidolita” y espodumena (tipo 9) y “lepidolita” (tipo 10).

SUMMARY

Fregeneda-Almendra aplite-pegmatite field is located in the Portuguese border of the International Douro region. The field is located in an East-West metasedimentary unit of the Xisto-Grauváquico Complex and follows the north flank of the Mêda-Penedono-Lumbrals Variscan granitic complex.

Taking into account the mineralogy, textures, structure, and geochemistry of the pegmatites from Fregeneda-Almendra eleven types of aplite-pegmatite bodies are defined: (1) intragranitic aplite-pegmatites with quartz, potassium feldspar, muscovite, albite, and tourmaline; (2) veins mainly composed of quartz and andalusite, concordant and boudinaged; (3) aplite-pegmatite bodies and apophyses, especially common at the oriental sector of the field, composed by quartz, potassium feldspar, muscovite, albite, tourmaline, and Fe-Mn phosphates; (4) simple and concordant aplite-pegmatites with quartz, potassium feldspar, albite, muscovite, tourmaline, and garnet; (5) rare aplite-pegmatites composed mainly by potassium feldspar; (6) simple and discordant aplite-pegmatites composed by quartz, potassium feldspar, albite, muscovite, and Fe-Mn and Li-Al phosphates (most common type); (7) aplite-pegmatites enriched in petalite with quartz, albite, potassium feldspar, muscovite, cassiterite, columbite-tantalite group minerals, and Li-Al and Fe-Mn phosphates; (8) aplite-pegmatites enriched in spodumene composed by quartz, albite, potassium feldspar, petalite, muscovite, Li-Al and Fe-Mn phosphates, cassiterite, and columbite-tantalite group minerals; (9) aplite-pegmatites enriched in Li-muscovite and spodumene with quartz, albite, potassium feldspar, Li-Al and Fe-Mn phosphates, cassiterite, and columbite-tantalite group minerals; (10) aplite-pegmatites enriched in Li-muscovite, with quartz, albite, potassium feldspar, cassiterite, columbite-tantalite group minerals, and Li-Al and Fe-Mn phosphates; (11) quartz veins with cassiterite, stockwork structure, with muscovite, albite, potassium feldspar, and columbite-tantalite group minerals.

The studied aplite-pegmatite bodies can be divided into barren and evolved. Intragranitic and concordant aplite-pegmatites types 1, 2, 3, and 4 have simpler mineralogy and geochemistry, and belong to the barren group. These types of aplite-pegmatites crop out close to the Mêda-Penedono-Lumbrals granitic complex.

The aplite-pegmatites belonging to the evolved group are type 5 → 6 → 7 and 8 → 9 → 10 (presented in a crescent sequence of evolution). These bodies have rare-element enrichment, and more complex mineralogy. They outcrop far away from the Mêda-Penedono-Lumbrals granitic complex. The aplite-pegmatites type 11 are folded

and are cut by aplite-pegmatites type 9, thus representing an intermediate degree of evolution degree for this type.

The metamorphic grade diminishes with the augment of the differentiation degree of the aplite-pegmatite bodies. This evolution is visible in the potassium feldspar and muscovite K/Rb ratio, and in the Fe/Mn ratio of the phosphates.

Structural, geochemical, isotopic and modelling data allows considering the studied aplite-pegmatite bodies as a result of different magmatic events, associated with the third phase of the Variscan deformation.

Melting of protholits with similar composition of the Xisto-Grauváquico complex might have generated the syn- to late-D₃ Mêda-Penedono-Lumbrales granitic complex. Associated with this event, the quartz-andalusite veins (type 2), and the simple and concordant aplite-pegmatites (type 4) are contemporaneous or younger than the Mêda-Penedono-Lumbrales granitic complex. Crystal fractionation of a late magmatic melt with similar chemical composition to the Mêda granite generates intragranitic aplite-pegmatites (type 1) and apophyses (type 3). The described aplite-pegmatites (type 1 to type 4) were dated with $300,0 \pm 3,5$, and $304,8 \pm 4,4$ Ma. They intrude S₃ foliation (N100°-120°E; subvertical) and are related with the polyharmonic folding event and intrusion of the Mêda-Penedono-Lumbrales granitic complex ($311,2 \pm 3,7$ Ma).

Quartz veins with cassiterite (type 11) are considered as the manifestation of the late-D₃ Feli granite cupola. The Feli granite does not outcrop and was dated to be $305,0 \pm 3,3$ Ma old.

The more evolved aplite-pegmatite bodies, especially enriched in Li, were dated to be $295,1 \pm 4,2$ and $296,4 \pm 3,5$ Ma old. These aplite-pegmatites are intruded in late tectonic NNE-SSW and NE-SW sinistral structures. They should be the product of high degree of crystal fractionation of late orogenic magmas (300 – 280 Ma) that have result from melting of the Xisto-Grauváquico metasedimentary units. It is possible to see the same relationship of Li mineralisation with late- to post-tectonic granitic-pegmatitic systems of the region. The crystal fractionation of melts with similar compositions to these granites, should be the process related to the origin of the aplite-pegmatites with petalite (type 7), spodumene (type 8), “lepidolite” and spodumene (type 9) and “lepidolite” (type 10).

ÍNDICE

I. INTRODUÇÃO.....	3
I.1. Objectivos	4
I.2. Enquadramento Geográfico.....	5
I.3. Geomorfologia	5
I.4. Trabalhos anteriores	7
I.5. Actividades desenvolvidas e metodologias	8
I.5.1. Prospekção e cartografia.....	8
I.5.2. Análises de microsonda electrónica.....	11
I.5.3. Separação dos concentrados de moscovite	13
I.5.4. Técnicas analíticas para ICP-MS.....	13
I.5.5. Técnicas analíticas aplicadas na datação isotópica $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	14
II. PEGMATITOS. SÍNTESE TEMÁTICA.....	17
II.1. Classificação dos pegmatitos	18
II.2. Morfologia e estrutura interna.....	22
II.3. Distribuição espacial.....	23
II.4. Relação com rocha encaixante	25
II.5. Pressão e Temperatura de cristalização	27
II.6. Génese pegmatítica.....	28
II.6.1. Origem dos magmas pegmatíticos: Magmática vs. Anatética	29
II.6.2. Modelo de Jahns & Burnham (1969)	30
II.6.3. Voláteis e fundentes – agentes de fluxo	30
II.6.4. Inclusões Fluidas e “Melt Inclusions” – Miscibilidade vs. Imiscibilidade	31
II.6.5. “Constitutional zone-refining”	32
II.6.6. Tempo de cristalização	34
II.6.7. Texturas pegmatíticas.....	36
II.6.8. Gel silicatado	37
III. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	41
III.1. Estratigrafia.....	41
III.1.1. Complexo Xisto-Grauváquico – Grupo do Douro	42
III.1.2. Ordovícico.....	45
III.2. Tectónica e Estrutura.....	47
III.3. Magmatismo e Rochas Magmáticas associadas.....	50
III.3.1. Complexo Granítico de Mêda–Penedono–Lumbrals (CGML)	52
III.3.2. Granito de Saucelle (SC).....	55
III.3.3. Granito não aflorante de Feli (F).....	55

III.3.4. Filões e Massas	56
III.4. Metamorfismo	57
III.5. Metalogénese e Recursos Minerais	59
IV. OS FILÕES DA FREGENEDA-ALMENDRA.....	65
IV.1. Caracterização e classificação dos filões.....	65
IV.1.1. Filões aplitopegmatíticos intragraníticos –T1	68
IV.1.2. Filões de quartzo e andaluzite – T2	68
IV.1.3. Filões e apófises aplitopegmatíticas – T3	68
IV.1.4. Filões aplitopegmatíticos simples concordantes – T4	69
IV.1.5. Filões aplitopegmatitos com feldspato potássico – T5	69
IV.1.6. Filões aplitopegmatíticos simples discordantes – T6	71
IV.1.7. Filões aplitopegmatíticos com petalite – T7	71
IV.1.8. Filões aplitopegmatíticos com espodumena – T8	73
IV.1.9. Filões aplitopegmatíticos com “lepidolite” e espodumena – T9.....	75
IV.1.10. Filões aplitopegmatíticos com “lepidolite” – T10	77
IV.1.11. Filões de quartzo com cassiterite – T11	77
IV.1.12. Discussão	79
IV.2. Aspectos petrográficos e texturais	81
IV.2.1. Bandado aplitopegmatítico	81
IV.2.2. “Comb-structure”	85
IV.2.3. Texturas granofíricas – pegmatito gráfico e mirmequites.....	85
IV.2.4. “Exsoluções” pertíticas	87
IV.2.5. Texturas de deformação.....	89
IV.2.6. Discussão	89
V. MINERALOGIA	95
V.1. Feldspatos.....	95
V.1.1. Petrografia	96
V.1.2. Composição química	97
V.1.3. Discussão	104
V.2. Micas	109
V.2.1. Petrografia	110
V.2.2. Composição química	111
V.2.3. Mecanismos de substituição	123
V.2.4. Discussão	125
V.3. Aluminossilicatos de lítio – petalite, espodumena e eucryptite	128
V.3.1. Petrografia	129
V.3.2. Geoquímica	130

V.3.3. Discussão	133
V.4. Turmalina	136
V.4.1. Petrografia	137
V.4.2. Geoquímica	138
V.4.3. Mecanismos de substituição	144
V.4.4. Discussão	148
V.5. Fases minerais fosfatadas	150
V.5.1. Apatite	152
V.5.2. Fosfatos de Fe-Mn	153
V.5.3. Fosfatos de Al.....	159
V.5.4. Discussão	162
V.6. Óxidos de Nb-Ta-Sn.....	165
V.6.1. Grupo da columbite-tantalite	166
V.6.2. Cassiterite	178
V.6.3. Discussão	185
V.7. Outros minerais	188
V.7.1. Andaluzite.....	188
V.7.2. Granada	189
V.7.3. Discussão	191
VI. DISCUSSÃO	195
VI.1. Os granitos da região	195
VI.2. O campo filoniano	199
VI.3. Mineralogia, geoquímica mineral e sequência evolutiva	201
VI.4. Dados geocronológicos.....	205
VI.5. Modelo petrogenético.....	210
VI.6. Conclusões.....	215
VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	219
Anexo A. Resultados de geoquímica mineral.....	249
Anexo B. Dados de geocronologia isotópica $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	269
Anexo C. Mapa Geológico do Campo Aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra....	275

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.1. Mapa de estimação da anomalia em Li, para a região de Almendra-Barca D'Alva, campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	10
Figura II.1. Campos de <i>P-T</i> para as cinco classes de pegmatitos graníticos.....	20
Figura II.2. Zonamento regional de pegmatitos da família LCT.....	24
Figura II.3. Esquema de distribuição espacial de pegmatitos	26
Figura II.4. Campos de estabilidade dos aluminossilicatos de lítio no sistema $\text{LiAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$	28
Figura II.5. Esquema descritivo do mecanismo de "constitutional zone-refining"	33
Figura III.1. Enquadramento geológico do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra..	42
Figura III.2. Subdivisão zonal da Cadeia Varisca Ibérica, à esquerda; à direita, estruturas Variscas maiores da Península Ibérica.....	47
Figura III.3. Esquema temporal dos principais eventos de deformação durante o ciclo Varisco na Península Ibérica	49
Figura III.4. Relação dos granitóides sin-orogénicos de duas-micas, sin- a tardi- D_3 , com as zonas de cisalhamento dúctil do Norte da ZCI.....	52
Figura III.5. Representação esquemática da recristalização metamórfica e evolução das isogeotermas durante os episódios principais da orogenia Varisca, na região de Almendra-Barca D'Alva.....	58
Figura IV.1. Mapa geológico simplificado do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	66
Figura IV.2. Filão de quartzo e andaluzite (T2) concordante, segundo $N110^\circ$, com os xistos mosqueados andaluzíticos da formação do Pinhão. Lugar de Vales, Escalhão, Portugal.....	70
Figura IV.3. Filão aplitopegmatítico simples do tipo 4, concordante com os metassedimentos da formação da Desejosa. Lugar de Vau, Escalhão, Portugal.....	70
Figura IV.4. Filão aplitopegmatítico do tipo 5 – especialmente rico em feldspato potássico. Lugar de Vau, Escalhão, Portugal.	70
Figura IV.5. Filões aplitopegmatíticos simples discordantes do tipo 6. À esquerda afloramento $N030^\circ E$ dos filões sub-verticais, e à direita o mesmo filão a cortar quase ortogonalmente os metassedimentos $N110^\circ E$ da formação da Desejosa. Lugar de Vau, Escalhão, Portugal.....	72

Figura IV.6. Filão petalítico (tipo 7) da mina da Bajoca, Almendra, Portugal, em Maio de 2005	72
Figura IV.7. Filões aplito-pegmatíticos com petalite do Pombal, Escalhão, Portugal... 72	
Figura IV.8. Agregado de cristais de petalite com albite. Pombal, Portugal. 74	
Figura IV.9. Zona rica em cristais de petalite. É possível distinguir uma clivagem perfeita segundo {001}, em associação com feldspatos alcalinos. Pombal, Escalhão, Portugal. 74	
Figura IV.10. Filão aplitopegmatítico do tipo 8 (espodumena), da mina de Alberto, La Fregeneda, Espanha, em Maio 2010. 74	
Figura IV.11. Espodumena + quartzo (SQUI). Filão aplitopegmatítico (tipo 8) da mina de Alberto, La Fregeneda, Espanha. 76	
Figura IV.12. Agregado cristalino de SQUI (espodumena + quartzo) típico dos filões com espodumena (tipo 8). Lugar de Vau, Escalhão, Portugal. 76	
Figura IV.13. Aspecto bandado do filão aplitopegmatítico do tipo 9 (“lepidolite” + + espodumena) da mina Feli, La Fregeneda, Espanha. 76	
Figura IV.14. Cristais de espodumena alterados associados a moscovite-litinífera e a feldspatos potássicos cinzentos no filão aplitopegmatítico da Mina Feli (tipo 9). La Fregeneda, Espanha. 78	
Figura IV.15. Bandado de filão aplitopegmatítico do tipo 10 (“lepidolite”). Bandas de quartzo e moscovite-litinífera a alternar com bandas de feldspatos e quartzo. Almendra, Vila Nova de Foz-Côa, Portugal. 78	
Figura IV.16. Filão de quartzo com cassiterite (tipo 11) apresentando quartzo nas zonas internas, com cassiterite e moscovite na zona intermédia e de contacto, respectivamente. Mina Feli, La Fregeneda, Espanha..... 78	
Figura IV.17. Crescimento perpendicular ao contacto com rocha encaixante de cristais de petalite e feldspato. Pombal, Escalhão, Portugal. 88	
Figura IV.18. Mirmequite em filão do tipo 7 (petalite). Lugar de Vales, Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados). 88	
Figura IV.19. Manchas peritéticas em feldspato potássico, típico dos filões intragraníticos (T1). Chãs, Portugal. (Nicóis cruzados)..... 88	
Figura IV.20. Cristal de plagioclase com efeitos de deformação num filão aplitopegmatítico do tipo 6 (simples discordante). Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados). 90	
Figura IV.21. Grão de moscovite com “kinking” em filão aplitopegmatítico simples concordante do tipo 6. Chãs, Portugal. (Nicóis cruzados). 90	

Figura V.1. Projecção das percentagens moleculares dos componentes ortose (Or) – albite (Ab) – anortite (An) do feldspato potássico, com base nas proporções catiónicas de K, Na e Ca, respectivamente.	98
Figura V.2. Razão K/Rb vs. Rb para o feldspato potássico dos filões aplitopegmatíticos mineralizados em lítio.	103
Figura V.3. Projecção das percentagens moleculares dos componentes ortose (Or) – albite (Ab) – anortite (An) da plagioclase, com base nas proporções catiónicas de K, Na e Ca, respectivamente.	104
Figura V.4. (a) Gráfico (Fe + Mn + Ti) - ^{VI} Al vs. Mg - Li (Tischendorf <i>et al.</i> , 1997); e, (b) pormenor dessa representação gráfica, para as micas associadas aos diferentes tipos de granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	112
Figura V.5. Representação da concentração dos elementos traço nas micas dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	121
Figura V.6. Terras raras das micas dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, normalizadas ao Condrito CI (McDonough & Sun, 1995).	122
Figura V.7. Representação gráfica do (a) Al vs. Fe + Mg + Mn (F wt% < 1); (b) Si + Li vs. Al; e , (c) Li vs. ^{VI} Al + ^{VI} vac, para as micas associadas aos diferentes filões e granitos do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra..	124
Figura V.8. Petalite (pet) exibindo fracturação e extinção ondulante, com alteração para cookeite (ckt), ao longo dos planos de clivagem. Mina da Bajoca (tipo 7), Almendra, Portugal. (Nicóis cruzados).	129
Figura V.9. Intercrescimento de espodumena + quartzo, no filão do tipo 8 de Vau, Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados).....	131
Figura V.10. Petalite (pet) intercrystalina, entre cristais de espodumena (spd) e quartzo (qtz), com alteração para cookeite (ckt). Filões do tipo 8 de Vau, Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados).	131
Figura V.11. Intercrescimento de espodumena e quartzo (SQUI) com aproximadamente 20 cm, em associação com agregado de cristais de petalite (pet), numa matriz aplítica. Bloco proveniente do desmonte do filão. Mina de Alberto (tipo 8), La Fregeneda, Espanha.	131
Figura V.12. Evolução inferida da temperatura e pressão (setas), para a cristalização dos filões com aluminossilicatos de lítio, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra..	133

Figura V.13. Composição química das turmalinas do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Diagramas ternários (a) (Na + K) – Ca – vac (X), e (b) $\text{Fe}^{2+}_3 - \text{Li}_{1,5}\text{Al}_{1,5} - \text{Mg}_3$ (Hawthorne & Henry, 1999); (c) quadrilátero da variação das razões $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ vs. $\text{vac (X)}/[\text{vac (X)} + \text{Na}]$. (vac = lacuna).	139
Figura V.14. Diagramas (a) Fe–Al–Mg e (b) Fe–Ca–Mg da turmalina dos filões e respectiva rocha encaixante do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra (Henry & Guidotti, 1985).....	145
Figura V.15. Diagrama R^{3+} vs. $(\text{R} + \text{R}^{2+})$ da turmalina (a) dos filões, e (b) respectiva rocha encaixante do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	145
Figura V.16. Variação de Al vs. vac (X) na turmalina: (a) dos filões e granito, e (b) da rocha encaixante, campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	146
Figura V.17. Gráficos de variação (a) Mg vs. Fe, e (b) $\text{Al(Z)} + \text{Al(Y)}$ vs. $(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$ da turmalina do granito e filões (à esquerda) e respectiva rocha encaixante (à direita) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	147
Figura V.18. Cristal subédrico de wyllieite verde (wyll), parcialmente ou totalmente substituída por rosemaryite amarela (rsm).	155
Figura V.19. Imagem BSE dum cristal de montebrasite (mbs), com halo de alteração complexo, constituído por crandalite, apatite e minerais de argila.	162
Figura V.20. Diagrama (Sn, Ti, W) - (Nb, Ta) - (Fe, Mn) dos óxidos de Nb-Ta-Sn do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, para: (a) minerais do grupo da columbite-tantalite; e, (b) cassiterite..	165
Figura V.21. Imagem BSE de inclusão de ferrocolumbite na cassiterite, com zonamento oscilatório inverso, num filão do tipo 7.	168
Figura V.22. Imagem BSE de um cristal subédrico de ferrocolumbite disseminado, com zonamento oscilatório inverso, parcialmente afectado por enriquecimento tardio em Ta_2O_5 (32,04 wt%) nas margens e parte da zona central.....	168
Figura V.23. Imagem BSE de inclusão de ferrocolumbite (ponto 46) em cassiterite, com desenvolvimento de zonamento convoluto nas zonas mais claras.....	168
Figura V.24. Cristais de ferrocolumbite, de um filão do tipo 7, associados a cassiterite (cst). Um deles parcialmente incluído, com zonamento progressivo inverso (Nicolis paralelos)..	169
Figura V.25. Quadrilátero $\text{Ta}/(\text{Ta} + \text{Nb})$ vs. $\text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe})$ para os minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra..	171

Figura V.26. Cristal de ferrocolumbite, com zonamento oscilatório na extremidade da direita, exibindo efeitos de corrosão e desenvolvimento de zonamento convoluto, do centro para a esquerda.....	175
Figura V.27. Quadrilátero Ta/(Ta + Nb) vs. Mn/(Mn + Fe) para os minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões com petalite (pontos azuis) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	176
Figura V.28. Correlações lineares entre (a) Mn vs. Fe, e (b) Ta vs. Nb, indicativas de trocas covalentes entre Fe ↔ Mn e Nb ↔ Ta; e, (c) diagrama representativo do principal mecanismo de incorporação do Ti e Sn na estrutura dos minerais do grupo da columbite-tantalite do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra..	177
Figura V.29. Imagem BSE de grãos de cassiterite dispersos, em matriz aplítica, dos filões do tipo 6 (simples discordantes).....	181
Figura V.30. Grão de cassiterite de filão do tipo 7, com zonamento entre áreas proporcionalmente mais ricas em Ta que Nb (claras, rosa tênue) e áreas proporcionalmente mais ricas em Nb (escuras, caramelizado)..	181
Figura V.31. Imagem BSE de pequeno cristal euédrico de cassiterite, típico dos filões do tipo 10 (“lepidolíticos”).....	181
Figura V.32. Covariância dos valores de (Nb + Ta) vs. (Fe + Mn) na cassiterite dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	182
Figura VI.1. Granitos envoltentes ao campo aplitopegmatítico Fregeneda-Almendra.....	196
Figura VI.2. Sobreposição da superfície de tendência anómala em Li sobre o mapa geológico do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	197
Figura VI.3. Razão K/Rb vs. Rb (a) na microclina (dados obtidos por microsonda electrónica), e (b) nas micas (dados obtidos por ICP-MS), dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	202
Figura VI.4. Trajectórias definidas nos gráficos Li vs. Ba e Rb vs. Ba pela cristalização fraccionada dos fundidos graníticos (linhas tracejadas entre os granitos) gerados após a fusão de metassedimentos do CXG (linhas contínuas entre CXG).....	212

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela II.1. Classificação por classes dos pegmatitos graníticos	19
Tabela II.2. Classificação petrogénica por famílias dos pegmatitos graníticos	21
Tabela II.3. Paragénese mineral típica das zonas pegmatíticas	22
Tabela II.4. Ambiente metamórfico característico das classes pegmatíticas	25
Tabela II.5. Tempo de arrefecimento calculado para os filões de George Ashley, Mission, Stewart e Himalaya – Califórnia, EUA, e para o pegmatito de Animikie Red Ace – Winsconsin, EUA	35
Tabela III.1. Lista dos principais jazigos minerais das zonas ZGTM e ZCI em sequência cronológica, relativamente à orogenia Varisca	60
Tabela IV.1. Resumo das principais características dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	67
Tabela IV.2. Características petrográficas das diferentes fases minerais associadas aos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	82
Tabela V.1. Composição química do feldspato potássico dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	99
Tabela V.2. Composição química da plagioclase dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	105
Tabela V.3. Composição química da moscovite e moscovite-litinífera dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	113
Tabela V.4. Dados de elementos traço e terras raras das micas dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	119
Tabela V.5. Composição química de petalite, espodumena e eucryptite dos filões do tipo 7, 8 e 9, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	132
Tabela V.6. Características e distribuição dos diferentes tipos petrográficos de turmalina do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	138
Tabela V.7. Composição química da turmalina do granito de Feli, dos filões do tipo 1, 2, 3, 4 e 6, e dos metassedimentos encaixantes, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	140
Tabela V.8. Lista das fases minerais fosfatadas identificadas nos diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	151
Tabela V.9. Composição química da apatite associada a diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	152

Tabela V.10. Composição química de ferrisicklerite (Fs), heterosite (Ht), sicklerite (Sc) e purpurite (Pu) dos filões do tipo 4, 6, 7, 8 e 9, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	155
Tabela V.11. Composição química de ferroalluaudite (FeA), alluaudite s.s. (All), hagendorfite (Ha) e varulite (Va) dos filões do tipo 3, 6 e 9, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	156
Tabela V.12. Composição química de zwieselite de apófises aplitopegmatíticas (tipo 3) e filões simples discordantes (tipo 6), do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	157
Tabela V.13. Composição química de wyllieite (Wyll) e rosemaryite (Rsm) de filões simples discordantes do tipo 6, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	158
Tabela V.14. Composição química de messelite (Mes) de filões do tipo 8 (com espodumena) e de jahnsite (Jh) de filões simples concordantes (tipo 4), do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	159
Tabela V.15. Composição química de montebrasite associada aos filões do tipo 6, 7, 8, 9, e 10, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	160
Tabela V.16. Composição química de fosfatos de Al dos filões com petalite (tipo 7) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	161
Tabela V.17. Composição química de minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões do tipo 4, 6, 7, 8, 9 e 10, campo aplitopegmatítico Fregeneda-Almendra..	172
Tabela V.18. Composição química da cassiterite dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	183
Tabela V.19. Composição química da andaluzite associada aos filões do tipo 2 (quartzo-andaluzíticos) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.....	189
Tabela V.20. Composição química das granadas associadas aos filões do tipo 4 (simples concordantes) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	190
Tabela VI.1. Espectros das idades de “plateau” e sumário dos dados isotópicos $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, de diferentes tipos de granitos e filões, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	206
Tabela VI.2. Dados de elementos traço e modas minerais de granitos e metassedimentos da região do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	211
Tabela VI.3. Coeficientes de partição usados na modelização da cristalização fraccionada dos fundidos graníticos (cf) e na modelização da fusão parcial dos metassedimentos (fp).....	211

Tabela VI.4. Compilação de teores de Li, Rb e Ba (ppm) em rocha total dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.	213
---	-----

ABREVIATURAS

- a.p.f.u.** – Átomos por unidade de fórmula
- AB** – Almenda-Barca D’Alva
- BC** – Granito de Brincones
- BSE** – Electrões retrodifundidos (microscopia electrónica de varrimento)
- CGML** – Complexo granítico Mêda-Penedono-Lumbrals
- CT** – Grupo mineral da columbite-tantalite
- CXG** – Complexo Xisto-Grauváquico
- F** – Granito não aflorante de Feli
- FA** – Campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra
- GR** – Granito de Garcirrey
- HFSE** – Elemento de alta carga iónica
- HREE** – Terras raras pesadas
- ICP-MS** – Espectrometria de massa acoplado a plasma indutivo
- IF** – Inclusões fluidas
- LCT** – Família pegmatítica de Lítio, Césio, Tântalo
- LILE** – Elemento litófilo de grande raio iónico
- LNEG** – Laboratório Nacional de Energia e Geologia
- LREE** – Terras raras leves
- M** – Fácies granítica de Mêda (CGML)
- MI** – “Melt inclusions”
- Minerais** – Nomenclatura abreviada dos minerais segundo Kretz (1983)
- NYF** – Família pegmatítica de Nióbio, Ítrio e Terras Raras, Flúor
- P** – Pressão
- ppm** – Partes por milhão
- REE** – Elementos de terras raras
- REL** – Classe pegmatítica dos elementos raros
- SC** – Granito de Saucelle
- SQUI** – Intercrescimento de espodumena e quartzo depois de petalite
- T** – Temperatura
- T1, T2...T11** – Tipos de filões definidos no campo aplitopegmatítico da FA (11 tipos)
- VC** – Granito de Villar de Ciervos
- VY** – Granito de Villavieja de Yeltes
- ZCI** – Zona Centro Ibérica



CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO

Figura da capa: pilha de seixos rolados com aplitopegmatito “lepidolítico”.

I. INTRODUÇÃO

O projecto de doutoramento intitulado “*Aplitopegmatitos com elementos raros da região entre Almendra (V. N. de Foz-Côa) e Barca D’Alva (Figueira de Castelo Rodrigo). Campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra*”, não é mais do que a continuidade de um trajecto de algumas décadas, em que o agora Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, da Faculdade de Ciências, da Universidade do Porto, assim como o Centro de Geologia da mesma Universidade, tem dedicado ao estudo, entre outras, das mineralizações de elementos raros (e.g., Sn, W e Li) associadas a granitos e aplitopegmatitos, nomeadamente através de trabalhos de autores como, por exemplo: Coteló Neiva (1944a, b, c), Neiva (1977), Noronha (1983, 1987), Dória *et al.* (1989), Noronha & Charoy (1991), Charoy *et al.* (1992, 2001), Almeida (1994), Lima (2000), Lima *et al.* (2003a, b, c, 2010), Noronha *et al.* (2006), Rodrigues (2008) e Martins (2009), só para citar alguns.

São muitos os autores que dedicaram e se devotam ao estudo das mineralizações de elementos raros associados a sistemas graníticos portugueses. Entre eles, e omitindo-se decerto outros tantos: Coteló Neiva (2006), Torre de Assunção (1954), Neves (1960, 1962), Majjer (1965), Thadeu (1973), Neiva (1995, 2008), Schermerhorn (1981), Derré *et al.* (1982), Leal Gomes (1994), Gomes (1996), Ramos (1998), Gomes & Neiva (2002, 2010), Silva *et al.*, (2007), Neiva *et al.* (2008, 2010) e Antunes *et al.* (2010). Outros serão referidos ao longo do documento.

A área de Almendra-Barca D'Alva (AB) – sector ocidental do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra (FA) – enquadra-se na “Província metalogenética estano-tungstífera Ibérica”, definida por Coteló Neiva em 1944c, segundo o alinhamento transversal $W > Sn$, banda III de Derré (1982). É uma região de elevado potencial metalogenético, como são exemplo as mineralizações de Sn (cassiterite), W (scheelite e volframite) e Li (petalite, espodumena e lepidolite), até aos recursos não-metálicos para a indústria da cerâmica e do vidro (quartzo e feldspato).

Assim, em 2004, e após o trabalho desenvolvido por Almeida (2003) no filão aplitopegmatítico da Bajoca (Almendra), tornou-se evidente a necessidade de aprofundar o conhecimento a nível regional dos aplitopegmatitos com mineralização em elementos raros. Trabalhos anteriores, como os de Charoy & Noronha (1999), Gaspar (1997) e Nitschke (1999) abordaram estas mineralizações de forma localizada, restrita a algumas ocorrências, nomeadamente aos filões mineralizados em “lepidolite”^{*}.

I.1. OBJECTIVOS

Este projecto de doutoramento foi submetido com o intuito de contribuir e aprofundar o conhecimento dos recursos aplitopegmatíticos com elementos raros Ibéricos, nomeadamente da área de Almendra-Barca D'Alva (NE Portugal). O contributo para esse conhecimento passou pela prospecção, cartografia, caracterização estrutural, petrográfica, mineralógica, geoquímica e isotópica.

No âmbito dos resultados obtidos, espera-se contribuir também para a compreensão da petrogénese dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, assim como lançar bases para trabalhos futuros.

^{*} O termo “lepidolite” será usado neste trabalho como referência à moscovite-litínifera de cor lilás, com composição próxima do termo trilitonite.

I.2. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO

A região de Almendra-Barca D’Alva (AB), campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra (FA), situa-se na zona de transição entre o planalto Beirão e o Alto Douro (NE de Portugal), no limite entre os distritos da Guarda e de Bragança, concelhos de Vila Nova de Foz-Côa e Figueira de Castelo Rodrigo. O campo aplitopegmatítico estende-se para leste, em direcção a Espanha, para as povoações de La Fregeneda e Hinojosa del Duero (Salamanca). Grande parte da área abrangida neste estudo enquadra-se nos limites dos parques naturais do Douro Internacional e Arribes del Duero. O rio Águeda divide o campo da FA ao meio, entre Portugal e Espanha, com o rio Douro a marcar o limite norte da área estudada.

As principais vias de acesso à região são estradas nacionais. A principal via é a estrada nacional N221, que liga Figueira de Castelo Rodrigo a Freixo de Espada-à-Cinta, passando por Barca D’Alva. Esta via conecta em Figueira de Castelo Rodrigo com a estrada nacional N332, que faz ligação com a A25 (E80). Outra via possível é a N102 (IP2). Vindo de norte, por Vila Flor, seguir pela N102 até Torre de Moncorvo, e seguir em direcção a Barca D’Alva por Ligares. De Sul, desde Celorico da Beira, seguir na N102 através de Trancoso, até Vila Nova de Foz-Côa, e apanhar a N222 para Almendra.

Através da ponte internacional sobre o rio Águeda, em Barca D’Alva, toma-se o caminho CL517, que liga a Lumbrales, em direcção, quer a La Fregeneda, quer a Hinojosa del Duero.

A linha do Douro, com término actual no Pocinho, prolonga-se até Barca D’Alva, onde fez em tempos a ligação ferroviária com Espanha. Actualmente, após a chegada ao Pocinho, o restante percurso é realizado por serviço rodoviário, através de Vila Nova de Foz-Côa, Figueira de Castelo Rodrigo, Escalhão e finalmente Barca D’Alva.

O leito do rio Douro é navegável, desde o Porto até Barca D’Alva, com dois cais fluviais, um em território nacional e um outro no lado Espanhol.

I.3. GEOMORFOLOGIA

“... Vê-se primeiro um mar de pedras. Vagas e vagas sideradas, hirtas e hostis, contidas na sua força desmedida pela mão inexorável dum Deus criador e dominador.

Tudo parado e mudo. Apenas se move e se faz ouvir o coração no peito, inquieto, a anunciar o começo duma grande hora...”

“... A gente entra, e já está no Reino Maravilhoso... Um mundo! Um nunca acabar de terra grossa, fragosa, bravia, que tanto se levanta a pino num ímpeto de subir ao céu, como se afunda nuns abismos de angústia, não se sabe por que telúrica contrição.

Terra-Quente e Terra-Fria. Léguas e léguas de chão raivoso, contorcido, queimado por um sol de fogo ou por um frio de neve. Serras sobrepostas a serras. Montanhas paralelas a montanhas. Nos intervalos, apertados entre os rios de água cristalina, cantantes, a matar a sede de tanta angústia. E de quando em quando, oásis da inquietação que fez tais rugas geológicas, um vale imenso, dum húmus puro, onde a vista descansa da agressão das penedias. Mas novamente o granito protesta. Novamente nos acorda para a força medular de tudo. E são outra vez serras, até perder de vista.

Não se vê por que maneira este solo é capaz de dar pão e vinho. Mas dá. Nas margens de um rio de ouro, crucificado entre o calor do céu que de cima o bebe e a sede do leite que de baixo o seca, erguem-se os muros do milagre. Em íngremes socacos, varandins que nenhum palácio aveza, crescem as cepas como os manjericos às janelas. No Setembro, os homens deixam as eiras da Terra-Fria e descem, em rogas, a escadaria do lagar de xisto. Cantam, dançam e trabalham. Depois sobem. E daí a pouco há sol engarrafado a embebedar os quatro cantos do mundo...”

“... Trás-os-Montes, pois assim se chama o Reino Maravilhoso de que vos falei.”

(Miguel Torga, passagens do texto “Um Reino Maravilhoso”).

A área estudada encontra-se na parte setentrional da Meseta Ibérica. Divide-se em duas zonas distintas, marcadas pelas diferenças litológicas. Na zona norte do campo aplitopegmatítico da FA predominam os terrenos metassedimentares, com relevos acidentados, condicionados pela tectónica frágil e pela erosão provocada pelos rios Douro e Águeda, e demais afluentes. Entre estas litologias destacam-se a imponência dos quartzitos do sinclinal de Poiães, e as vertentes do vale do rio Douro, cada vez mais encaixado em rochas graníticas para montante, em direcção a Miranda do Douro.

A sul domina a peneplanície de rochas graníticas, com o aspecto caótico da erosão dos terrenos graníticos, irrompidos pelo vale ravinoso do rio Águeda.

A bacia hidrográfica do Douro é condicionada pela fracturação tardi-Varisca, desenvolvendo-se pelos sistemas de fracturas NNE-SSO, ENE-OSO e ONO-ESE.

A ocidente, o “graben” da Vilariça marca a morfologia regional pela extensão do seu vale. Apresenta um rejeito esquerdo de aproximadamente 5 km, com ascensão

(~ 400 m) e erosão do bloco oeste. Outros acidentes importantes, desligantes esquerdos, tardi- e pós-variscos, estão representados pela falha de Estevais-Barca D'Alva, Escalhão-Barril, Seixo-Coriscada e Castelo Melhor-Santa Comba (Ribeiro, 2001).

I.4. TRABALHOS ANTERIORES

A bibliografia existente, relativamente a mineralizações em elementos raros para a área de estudo não é vasta, especialmente no sector português do campo aplitopegmatítico da FA.

Estão editadas duas cartas geológicas à escala 1/50.000 (15 A – Vila Nova de Foz-Côa; 15 B – Freixo de Espada-à-Cinta), e respectivas notícias explicativas (Silva *et al.*, 1990a, b; Silva & Ribeiro, 1991, 1994), assim como a carta geológica simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa (Ribeiro, 2001).

A maior parte das publicações, periódicas ou de congressos, abrange os diferentes tipos de mineralizações da região, nomeadamente W, Sn e Li. São exemplos os trabalhos de: Viegas *et al.* (1983-85); Fonseca *et al.* (1986); Nitschke (1999); Charoy & Noronha (1999); Gaspar & Inverno (1998, 2000); e, Lima *et al.* (2003a, b, 2010).

Mateus (1995a, b) avaliou o potencial metalogénico das fases tardias da orogenia Varisca, mais concretamente as mineralizações de ouro e de sulfuretos associadas ao acidente da falha da Vilariça. Gaspar (1997), na sua tese de mestrado, abordou principalmente o estudo das mineralizações de W em rochas calcossilicatadas da mina de Riba D'Alva, com abordagem aos filões aplitopegmatíticos da região de Barca D'Alva. Já Almeida (2003) dedicou o seu projecto de mestrado ao estudo do filão aplitopegmatítico com petalite da mina da Bajoca (Almendra).

Existem também alguns relatórios não publicados, associados fundamentalmente à prospecção de recursos geológicos, e que se encontram disponíveis para consulta, quer no Laboratório Nacional de Energia e Geologia, quer na Direcção Regional de Economia do Norte (Carneiro, 1948; Viegas, 1983; Ramos & Oliveira, 1975; Ramos *et al.*, 1978; METAMERQUE, 1976a, b).

No lado oriental do campo aplitopegmatítico da FA – La Fregeneda – os trabalhos são mais abundantes, dos quais se destacam os trabalhos de Carnicero (1981), López-Plaza *et al.* (1982), Mangas & Arribas (1988), Roda (1993) e Roda *et al.* (1995a, b, 1996, 1999, 2001, e 2004).

Do projecto de Doutoramento aqui apresentado, resultaram também algumas publicações científicas, que serão referidas oportunamente ao longo dos diversos capítulos deste documento.

I.5. ACTIVIDADES DESENVOLVIDAS E METODOLOGIAS

O presente trabalho teve início em Outubro de 2004. A área inicial, entre Souto (Penedono) e Barca D'Alva, abrangia aproximadamente 530 Km². Em 2005, já com a co-orientação da Doutora Encarnación Roda-Robles, decidiu-se a redução (para aproximadamente 360 Km²) e deslocação da área de estudo para oriente, tendo como limite poente o vale da Vilariça e limite nascente a povoação de Hinojosa del Duero (Salamanca).

Entre 2004 e 2009, os trabalhos de campo levaram à georeferenciação e amostragem de 316 filões aplitopegmatíticos em Portugal e Espanha, entre os quais 30 (9,5%) apresentam mineralização litínifera (petalite, espodumena e/ou “lepidolite”).

Desta amostragem resultou um conjunto de 116 lâminas delgadas e polidas. Foi com base nestas lâminas que foram efectuados os estudos petrográficos e análises de microsonda electrónica, de elementos maiores e menores, em feldspatos, micas, turmalinas, fases fosfatadas, aluminossilicatos de lítio, óxidos de Sn-Nb-Ta, entre outras fases minerais. Permitiu também proceder à selecção e separação de moscovite primária, para análises de elementos traço e de terras raras por espectrometria de emissão de plasma (ICP-MS) e datação isotópica ⁴⁰Ar*/³⁹Ar, pelo método de “step-heating”.

I.5.1. Prospecção e cartografia

A prospecção e pesquisa dos filões aplitopegmatitos assentou num cuidado estudo prévio da região, com pesquisa bibliográfica, análise dos aspectos geológicos da região (litologias, estrutura, mineralizações, e.g.), que por fim culminou na escolha de um método de tratamento de dados expedito e de fácil interpretação.

A prospecção geológica foi executada, para o sector português (AB) do campo aplitopegmatítico da FA, em cartas à escala 1:10.000, com o cruzamento da cartografia

geológica da região (Silva *et al.* 1990a, b; Silva & Ribeiro, 1991; 1994) e valores de teores em Li obtidos a partir de sedimentos de linhas de água.

Os dados de sedimentos de linhas de água para a região de AB resultaram de uma campanha de prospecção geoquímica realizada, nos anos 80 do século passado, pelo consórcio “Bureau de Recherches Géologiques et Minières” (BRGM; França) – Sociedade Portuguesa de Empreendimentos (SPE; Portugal), em colaboração com o Serviço de Fomento Mineiro, actualmente Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), que gentilmente facultou o acesso a esses dados.

Foram recolhidas 2529 amostras representativas das respectivas bacias de drenagem, cobrindo uma área irregular de cerca de 900 km².

Tendo por base o percentil 50 e 75, foram calculados os valores de “background” e anomalia, respectivamente. Valores acima de 96 ppm foram considerados como altamente anómalos (Lima *et al.*, 2007; Vieira *et al.*, 2007b).

Dado a discrepância entre os pontos de recolha de amostra assinalados nos mapas da campanha de prospecção e o ponto coordenado indexado, optou-se por interpretar os valores através de variogramas de continuidade para os teores de lítio.

Com base numa distinção maior entre litologias – metassedimentos e granitos – foram gerados, com recurso à aplicação GEOMS®, variogramas para estas duas litologias. Posteriormente e com base nesses variogramas, foram gerados, também com o programa GEOMS®, mapas de interpolação “kriging”, com blocos de 400x400 m, representativos da estimação de lítio em função da geologia, realçando tendências e alvos de prospecção (Lima *et al.*, 2007; Vieira *et al.*, 2007b) (Figura I.1, da página seguinte).

A prospecção geoquímica de sedimentos de linhas de água tem sido usada nos últimos 50 anos, na identificação de áreas de alto potencial em recursos minerais, com resultados altamente positivos (Fletcher, 1997, Lima *et al.*, 2003d).

A estimação de lítio é um método expedito e simples para a análise dos dados de sedimentos de linhas de água.

A validade deste método confirmou-se na área de AB, com a indicação de anomalias litiníferas em zonas controlo, como são os casos da mina de Riba D’Alva (Freixo de Espada-à-Cinta), e a mina de Feli (La Fregeneda, Espanha), a NE de Barca D’Alva (Figura I.1).

A aplicação desta metodologia levou à descoberta de novos filões mineralizados em lítio, nomeadamente sob a forma de petalite, entre eles os filões de Pombal (Escalhão, Portugal) (Figura I.1).

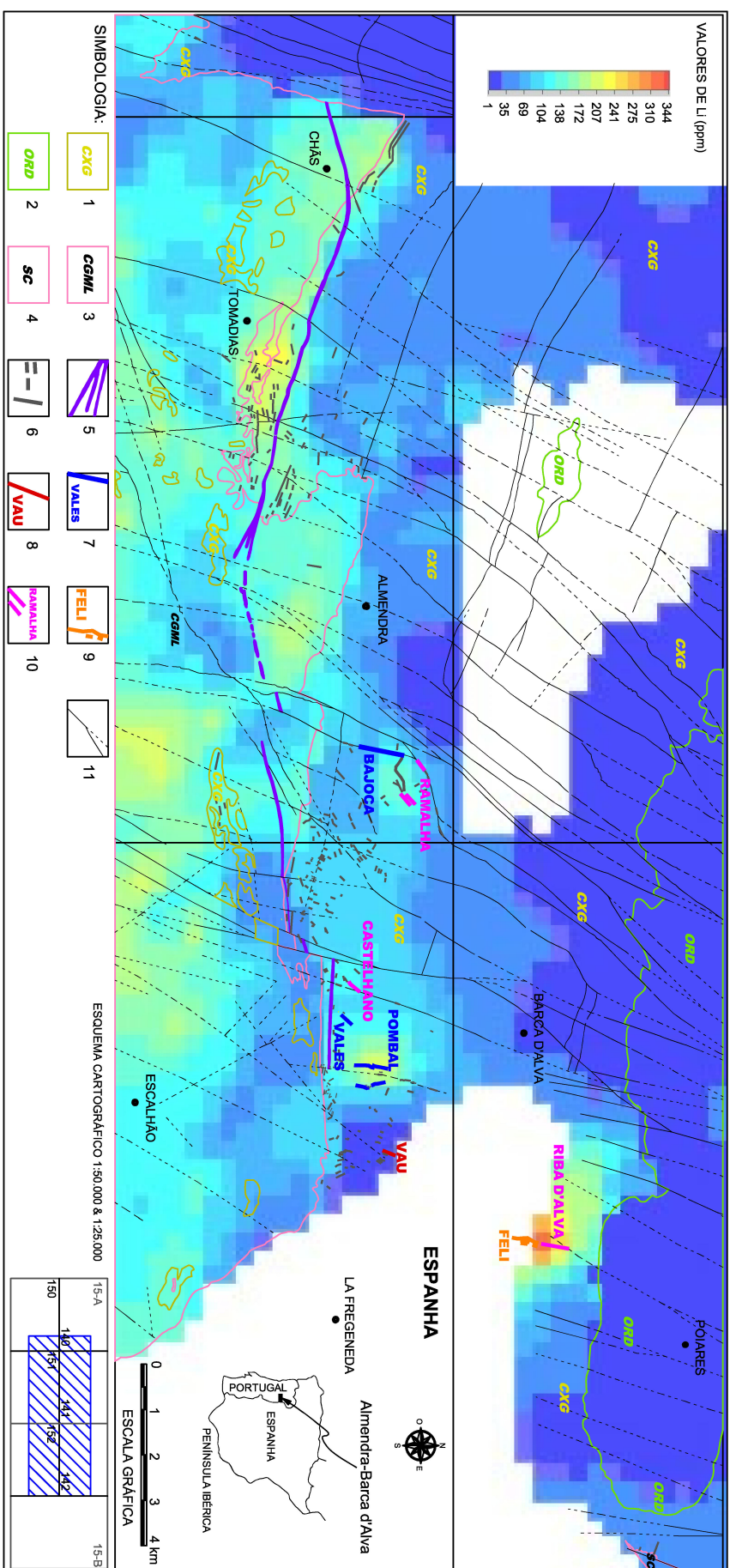


Figura 1.1. Mapa de estimação da anomalia em Li para a região de Almendra-Barca D'Alva, campo apilitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Legenda: (1) CXG – Complexo Xisto-Gravaváquico (pré-Ordovício); (2) ORD – formações do Ordovício; (3) CGML – Complexo Granítico Média-Penedono-Lumbrales; (4) SC – Granito de Saucelle; (5) pórfiro granítico/riolítico; (6) filões apilitopegmatíticos sem mineralização de lítio; (7) apilitopegmatitos com petalite; (8) apilitopegmatitos com espodumena; (9) apilitopegmatitos com espodumena + "epidolite"; (10) apilitopegmatitos com "epidolite"; (11) falhas. O polígono branco coincide com uma zona não amostrada. A base geológica foi adaptada das cartas geológicas à escala 1/50.000 15A (V. N. de Foz-Côa) e 15B (Freixo de Espada-à-Cinta) (Silva *et al.*, 1990a, b).

Apesar de ser comprovadamente um método efectivo na prospecção de mineralizações litíniferas, nomeadamente de filões aplitopegmatíticos, existem alvos que podem ser mascarados e subavaliados, caso o estudo prévio das características geológicas da região – geologia regional, geomorfologia e bacias de drenagem, e.g. – não for cuidadosamente efectuado.

Esta situação confirmou-se no caso do filão de Vau (Escalhão, Portugal), mineralizado em lítio – espodumena – que através deste método não resultou num alvo positivo (anómalo em Li), devido à sua proximidade com o rio Águeda, um rio de primeira ordem na rede de drenagem da região (Figura I.1).

A sua detecção só foi possível devido ao estudo prévio da geologia regional, nomeadamente ao cruzamento da geologia estrutural e metamórfica, que como se verá nos capítulos seguintes, tipificam a ocorrência dos filões mineralizados em lítio, segundo uma determinada direcção estrutural e associação a uma isógrada metamórfica.

I.5.2. Análises de microsonda electrónica

Laboratório Nacional de Energia e Geologia, S. M. de Infesta, Portugal

Foram obtidas análises quantitativas em lâminas polidas com micas, aluminossilicatos de lítio, andaluzite e granada, através da microsonda electrónica JEOL JXA 8500-F, dos laboratórios do LNEG de São Mamede de Infesta.

As condições de operação foram de 15 kV de voltagem de aceleração, e uma corrente 10 nA e diâmetro de feixe de 5 µm, com tempos de contagem de 15 segundos para os elementos maiores e 30 segundos para os elementos menores e traço.

Os padrões utilizados foram os seguintes: sanidina (Si, Al, K), MnTiO₃ sintético (Ti, Mn), apatite (Ca), Fe₂O₃ sintético (Fe), albite (Na), fluorite (F), periclase (Mg), vidro sintético de Rb e Cs (Rb, Cs), barite (Ba), blenda (Zn); YAG (Y), TiO₂ sintético (Ti) e SrTiO₃ sintético (Sr).

Os dados foram corrigidos através do método ZAF (Armstrong, 1988).

Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, França

Foram obtidas análises quantitativas em lâminas polidas com micas, aluminossilicatos de lítio, e fosfatos-Fe-Mn, -Al e -Ca, através da microsonda electrónica Camebax SX-50, do laboratório de Mineralogia e Cristalografia da Universidade Paul Sabatier (Toulouse, França).

As condições de operação foram de 15 kV de voltagem de aceleração, e uma corrente 10 nA (20 nA para os fosfatos) e diâmetro de feixe de 5 µm (10 µm para os fosfatos), com tempos de contagem de 20 segundos.

Os padrões utilizados foram os seguintes: SiO₂ sintético (Si), MnTiO₃ sintético (Ti, Mn), volastonite (Ca), corindo (Al), hematite (Fe), albite (Na), ortoclase (K), fluorite (F), graftonite (P), periclase (Mg), cromite sintética (Cr), vidro sintético de Rb₂O = 1,11% e Cs₂O = 1,89%, BaTiO₃ sintético (Ba), blenda (Zn) e tugtupite (Cl).

Os dados foram corrigidos através do método de Pouchou & Pichoir (1985).

Centro de Instrumentação Científica, Universidade de Granada, Espanha

Foram obtidas análises quantitativas em lâminas polidas com turmalina, através da microsonda electrónica Camebax SX-50, da Universidade de Granada (Espanha).

As condições de operação foram de 20 kV de voltagem de aceleração, e uma corrente 20 nA e diâmetro de feixe de 2 µm, com tempos de contagem de 20 segundos.

Os padrões utilizados foram os seguintes: fluorite (F), sanidina (K), polucite (Cs), MnTiO₃ (Ti, Mn), diópsido (Ca), BaSO₄ sintético (Ba), Fe₂O₃ (Fe), albite (Na), periclase (Mg), SiO₂ sintético (Si), apatite (P), blenda (Zn), Cr₂O₃ sintético (Cr) e Al₂O₃ sintético (Al).

Os dados foram corrigidos através do método de Pouchou & Pichoir (1985).

Lab. de Microscopia Electrónica e Microanálise, IGS; Univ. Masaryk, Brno, Rep. Checa

Foram obtidas análises quantitativas em lâminas polidas com óxidos de Sn-Nb-Ta, através da microsonda electrónica Cameca SX-100, do laboratório de Microscopia Electrónica e Microanálise (Instituto de Ciências Geológicas, Universidade Masaryk, Brno, República Checa).

As condições de operação foram 15 kV de voltagem de aceleração, e uma corrente 20 nA e diâmetro de feixe de 1 µm, com tempos de contagem de 20 segundos para os elementos maiores, e de 40 segundos para os elementos menores e traço.

Os padrões utilizados foram os seguintes: andradite (Ca, Si), columbite (Fe, Nb), espinela (Mg, Al), espessartina (Mn), cromite (Al), F-apatite (P), TiO (Ti), ScVO₄ (Sc), zircão (Zr), metal-Hf (Hf), SnO₂ (Sn), metal-W (W), PbSe (Pb), CrTa₂O₆ (Ta), YAG (Y) e metal-U (U).

Os dados foram corrigidos através do método de Pouchou & Pichoir (1985).

I.5.3. Separação dos concentrados de moscovite

A selecção e separação decorreu de acordo com as seguintes etapas: (1) fragmentação das amostras de granito no moinho de maxilas. As amostras dos aplitopegmatitos devido à dimensão da sua moscovite (> 0,5 mm) não foram sujeitas a esta etapa; (2) primeira selecção manual de moscovite à lupa binocular a partir dos fragmentos de rocha e das amostras recolhidas manualmente dos aplitopegmatitos; (3) passagem das 12 amostras no moinho de martelos, para obtenção de uma fracção < 2 mm; (4) selecção manual à lupa binocular dos concentrados de moscovite, com uma pureza superior a 99%; e por fim, (5) crivagem para fracções entre 0,2 – 0,3 mm. Os concentrados usados para as análises de ICP-MS foram ainda reduzidos a granulometrias mais finas num moinho de ágata.

No total obtiveram-se 12 amostras de concentrados de moscovite: duas de granitos e 10 de filões aplitopegmatíticos. Estes concentrados foram usados, tanto para obtenção dos dados de datação isotópica ⁴⁰Ar*/³⁹Ar, como para as análises dos elementos traço e terras raras das micas por ICP-MS.

I.5.4. Técnicas analíticas para ICP-MS

Os elementos traço da moscovite e moscovite-litinífera, incluindo Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Ta, Zr, Hf, Mo, Sn, Ti, Pb, U, Th, W, e terras raras, foram analisados na Universidade de Granada, através de espectrometria de emissão de plasma (ICP-MS), com um espectrómetro Perkin Elmer SCIEX Elan-5000. As leituras foram executadas em triplicado, usando como padrão interno Rh. A precisão (2σ) foi de ± 2% e ± 5%, para concentrações de 50 e 5 ppm, respectivamente.

O teor de lítio das amostras onde era expectável obter altos teores deste elemento, mais concretamente, a moscovite-litinífera dos filões do tipo 9 e tipo 10, foi obtido por absorção atómica.

I.5.5. Técnicas analíticas aplicadas na datação isotópica $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$

Os dados de datação isotópica $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ foram obtidos no “Central European Ar-Laboratory” (CEAL), Instituto Geológico, Academia das Ciências da Eslováquia, Bratislava (Eslováquia).

As 12 amostras de concentrado de moscovite foram irradiadas no Instituto de Isótopos de Budapeste (Hungria) e analisadas através de processos padrão do método “step-heating”, com um espectrómetro de massa VG-5400 Fisons Isotopes®.

O cálculo das idades foi realizado, após as correcções de discriminação de massa e decaimento radioactivo, usando as fórmulas de McDougall & Harrison (1999). O valor-*J* foi aferido com padrões próprios do laboratório, calibrados por amostras-padrão internacionais do tipo moscovite Bern 4M (Burghele, 1987) e anfíbola MMhb-1 (Samson & Alexander, 1987).

O erro da idade calculada para cada patamar é dado por 1σ , e o erro da idade de “plateau” e gás total inclui um valor adicional de $\pm 0,4\%$ no valor-*J*, com base na repetibilidade das medidas nos padrões.

A idade de “plateau” foi calculada considerando segmentos do espectro com pelo menos três patamares com mais de $> 50\%$ de ^{39}Ar libertado, cujas idades se sobrepõem com um grau de confiança nunca inferior a 95%. O teste- χ^2 foi usado para calcular o nível de significância em $N-1$ graus de liberdade, onde N é o número de patamares usados para cálculo da idade de “plateau” (McDougall & Harrison, 1999; Koppers, 2002; Baksi, 2006; Pesquera *et al.*, 2009).

Uma descrição mais detalhada das técnicas e métodos usados pode ser encontrada no trabalho de Frimmel & Frank (1998).



CAPÍTULO II. PEGMATITOS. SÍNTESE TEMÁTICA

Figura da capa: aplito com turmalinas, Capo Bianco, Elba, Itália.

II. PEGMATITOS. SÍNTESE TEMÁTICA

Desde há muito que os pegmatitos são alvo do interesse económico e científico mundial, quer pelo tamanho que os seus minerais podem atingir, quer pelas concentrações de elementos raros.

Economicamente, salienta-se a importância dos pegmatitos como uma das principais fontes de metais raros especializados (Li, Cs, Rb, Sn, Nb, Ta, Be, Ga, entre outros) com aplicações na indústria electrónica e aeroespacial. São também uma fonte muito importante de minerais industriais – feldspato, quartzo, espodumena, petalite e mica litinífera – designadamente como matérias-primas para a indústria cerâmica e vidreira, como é o caso de Portugal.

Não de menor importância, a qualidade gemológica de alguns dos minerais dos pegmatitos.

Do ponto de vista científico, os pegmatitos fazem parte das rochas mais complexas no campo das Ciências da Terra, fazendo com que nos últimos dois séculos, especialmente nos últimos 50 anos, tenham surgido diversas teorias para a sua origem, textura e composição. Apesar de todos os avanços obtidos, ainda existe muito por esclarecer e melhorar, nomeadamente no que diz respeito à classificação, origem dos fundidos pegmatíticos e zonamento regional, só para mencionar alguns exemplos.

A denominação “pegmatito” é na sua origem uma designação textural usada para rochas de grão grosseiro e que inicialmente pretendia descrever intercrescimentos gráficos de quartzo e microclina perítica.

O termo pegmatítico está normalmente associado a rochas magmáticas, com composição granítica e de grão grosseiro. Esta associação deve-se ao facto da grande maioria das rochas pegmatíticas serem de natureza granítica, embora existam pegmatitos doutra natureza (ultramáfica, máfica e sienítica). Também no que diz respeito à granulometria, esta não tem de ser necessariamente grosseira, pois os pegmatitos apresentam muitas vezes grande variação granulométrica, desde milimétrica a métrica. Isto leva a que se use regularmente um outro adjectivo textural – aplito – quando uma fácies de granulometria mais fina representa parte ou a maioria dum corpo desta natureza.

Recentemente, London (2008) redefine pegmatito como sendo uma rocha essencialmente magmática, normalmente de composição granítica, que se distingue de outras rochas magmáticas pela sua textura grosseira, mas de granulometria variável, ou pela abundância de formas dendríticas, gráficas ou outro qualquer hábito de crescimento direccionado. Ainda segundo o mesmo autor, os pegmatitos ocorrem como corpos homogéneos ou zonados, claramente demarcados e encaixados em rochas magmáticas ou metamórficas.

II.1. CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS

Dado que a maioria dos pegmatitos é de natureza granítica, a nomenclatura e classificação converge essencialmente para rochas desta natureza.

De um modo geral, a classificação mais usada para os pegmatitos graníticos é a de Černý (1991a) – revista recentemente por Černý & Ercit (2005) (Tabela II.1). Estes autores melhoraram o esquema de classificação por classes elaborado por Ginsburg *et al.*, (1979) que tem como base a profundidade de instalação dos pegmatitos e as suas relações com o metamorfismo e plutões graníticos.

Assim, a classificação de Černý & Ercit (2005) distingue cinco classes de pegmatitos graníticos, com base nas condições de pressão (P) e temperatura (T) das rochas encaixantes.

A divisão das classes assenta em critérios geológicos. No entanto, cada classe subdivide-se mediante as suas características geoquímicas, associações minerais,

atributos texturais, ou a combinação destes factores, que reflectem as condições de P - T da instalação dos pegmatitos (Tabela II.1 e Figura II.1).

Tabela II.1. Classificação por classes dos pegmatitos graníticos (Černý & Ercit, 2005). (REE – Terras Raras; HREE – Terras Raras pesadas; LREE – Terras Raras leves, U – Urânio; B – Boro; Be – Berílio; Li – Lítio)

Classe	Subclasse	Tipo	Subtipo
<i>Abissal (AB)</i>	AB-HREE		
	AB-LREE		
	AB-U		
	AB-BBe		
<i>Moscovítica (MS)</i>			
<i>Moscovítica– –Elementos Raros (MSREL)</i>	MSREL-REE		
	MSREL-Li		
<i>Elementos Raros (REL)</i>	REL-REE	Allanite-Monazite	
		Euxenite	
		Gadolinite	
	REL-Li	Berilo	Berilo-Columbite
			Berilo-Columbite-Fosfatos
		Complexo	Espodumena
			Petalite
			Lepidolite
			Elbaite
			Ambligonite
		Albite-Espodumena	
		Albite	
<i>Miarolítica (MI)</i>	MI-REE	Topázio-Berilo	
		Gadolinite-Fergusonite	
	MI-Li	Berilo-Topázio	
		MI-espodumena	
		MI-petalite	
		MI-lepidolite	

Černý (1991a) e Černý & Ercit (2005) introduzem ainda o conceito de famílias petrogénicas, distinguindo três famílias: LCT (Lítio, Césio, Tântalo); NYF (Nióbio, Y (Ítrio) e Terras Raras, Flúor); e, Mista (LCT + NYF) (Tabela II.2).

Esta classificação centra-se na origem dos pegmatitos graníticos que derivam, por diferenciação magmática, de diferentes fontes plutónicas. Sendo assim, e segundo estes autores, o conceito abrange não só os pegmatitos, mas também os seus granitos parentais e granitos em geral.

Tendo em conta a premissa de uma ligação parental plutónica, este conceito só é aplicável às classes dos Elementos Raros (REL) e Miarolítica (MI).

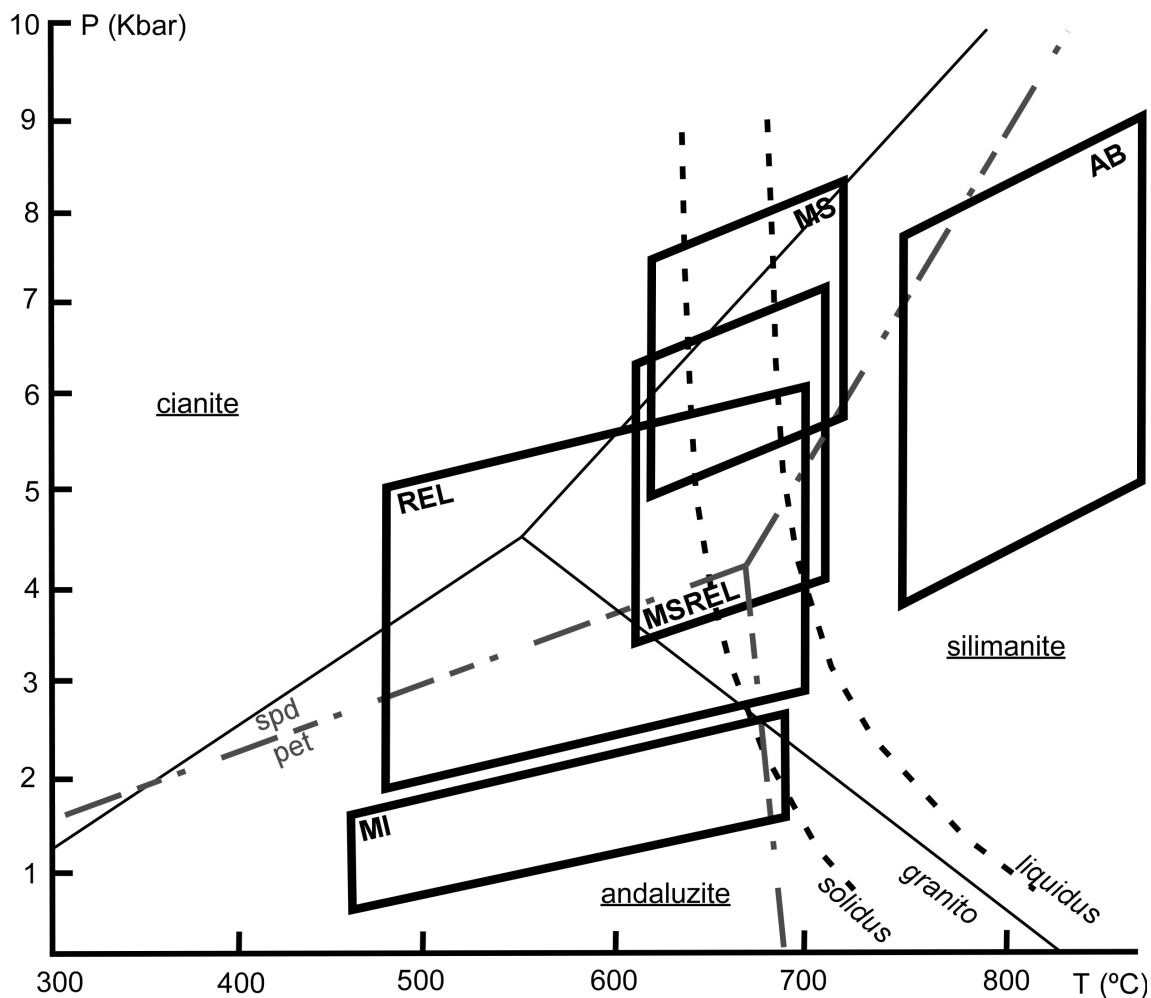


Figura II.1. Campos de P - T para as cinco classes de pegmatitos graníticos (adaptado de Černý & Ercit, 2005 e London, 2008). AB – Abissais; MS – Moscovítico; MSREL – Moscovítico-Elementos Raros; REL – Elementos Raros; e, MI – Miarolítico. Campos de estabilidade dos aluminossilicatos de lítio (linha de tracejado longo) segundo London (1984); ponto triplo dos Al_2SiO_5 (linha contínua preta) segundo Pattison (1992) e Cesare *et al.* (2003) (4,5 kbar; 550°C).

Grande parte dos pegmatitos encaixa perfeitamente na classificação de Černý & Ercit (2005). No entanto, nos últimos anos muitos investigadores referem tipos de pegmatitos que não se ajustam a esta classificação, como é o caso dos pegmatitos de afiliação NYF. Além desta lacuna, a classificação de Černý & Ercit (2005) falha também na possibilidade dos pegmatitos se formarem directamente por anatexia.

Tabela II.2. Classificação petrogénica por famílias dos pegmatitos graníticos (adaptado de Černý & Ercit, 2005).

FAMÍLIA	SUBCLASSE	ASSINATURA GEOQUÍMICA	COMPOSIÇÃO GLOBAL DO PEGMATITO	GRANITOS ASSOCIADOS	COMPOSIÇÃO GLOBAL DO GRANITO*	LITOLOGIAS FONTE
LCT	REL-Li MI-Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B, P, F)	peraluminosa a subaluminosa	sin-orogénicos a tardi-orogénicos (anorogénicos) altamente heterogéneos	peraluminoso do tipo S, I ou misto S+I	rochas supra a mesocrustais não empobrecidas e gnaisses de base
NYF	REL-REE MI-REE	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	subaluminosa a metaluminosa (subalcalina)	(sin-, tardi-, pós) a principalmente anorogénicos; quasi-homogéneos	(peraluminoso) a subaluminoso e metaluminoso; tipo A e I	granulitos empobrecidos infra a mesocrustais, granitóides jovens
Mista	LCT+NYF	Mista	(metaluminosa) a ligeiramente peraluminosa	(pós-orogénicos) a anorogénicos; heterogéneos	subaluminoso a ligeiramente peraluminoso	protólitos mistos ou assimilação de rochas supracrustais
SUBDIVISÕES DAS FAMÍLIAS LCT & NYF						
LCT-I	granitos férteis gerados por baixa percentagem de anatexia de protólitos ígneos e subsequente diferenciação; granitos férteis subaluminosos e pegmatitos associados pobres em Cs, B, P, S.					
LCT-S	granitos férteis gerados por anatexia de protólitos supracrustais e subsequente diferenciação, granitos férteis peraluminosos e pegmatitos associados enriquecidos em Cs, B, P, S.					
NYF-A	granitos anorogénicos, membros da suite bimodal gabro-granito, gerados por fusão parcial de material empobrecido infracrustal; pegmatitos metaluminosos (a subalcalinos), com fluorite e topázio, com assinatura tipicamente NYF.					
NYF-I	granitos sin- a tardi-orogénicos, gerados por altas taxas de anatexia de protólitos tonalíticos do tipo-I, com diferenciação moderada; pegmatitos com topázio					

*peraluminoso, $A/CNK > 1$; subaluminoso, $A/CNK \approx 1$; metaluminoso, $A/CNK < 1$ com $A/NK > 1$; subalcalino, $A/NK \approx 1$; peralcalino, $A/NK < 1$, onde $A = Al_2O_3$, $CNK = CaO + Na_2O + K_2O$, e $NK = Na_2O + K_2O$ (valores moleculares).

Martin & De Vito (2005) afirmam que a profundidade de instalação, por si só, não justifica as duas principais famílias geoquímicas de pegmatitos: LCT & NYF. Estes autores sugerem que o regime tectónico determina a natureza do magma parental e os magmas enriquecidos em elementos raros que daí derivam. Os pegmatitos LCT são gerados em regimes de compressão (suites orogénicas) e os NYF em regimes distensivos (suites anorogénicas). No caso das famílias mistas (LCT+NYF), para os mesmos autores, estas serão o resultado de contaminações, quer magmáticas, quer pós-magmáticas, em que as rochas NYF são “ensopadas” por fluidos ricos Li e B, mas também em Ca e Mg das rochas encaixantes.

Recomenda-se a consulta de trabalhos alternativos de sistematização, entre eles – Zagorsky *et al.*, (1999); Wise (1999); Pezzotta (2001); e, Ercit (2005).

II.2. MORFOLOGIA E ESTRUTURA INTERNA

A morfologia dos pegmatitos é muito variável e controlada por diferentes factores, tais como: a profundidade de instalação, propriedades mecânicas das rochas encaixantes, assim como o regime tectónico e metamórfico vigente aquando da instalação dos pegmatitos.

Os pegmatitos ocorrem como segregações em grandes massas de rochas magmáticas e como filões, soleiras ou lentículas instalados em outras rochas magmáticas ou metamórficas.

Uma das características mais importantes nos pegmatitos é o desenvolvimento de zonamento interno, que se manifesta por mudanças texturais e composicionais.

A terminologia mais usada para caracterizar as variações texturais e mineralógicas das diferentes zonas é a de Cameron *et al.* (1949). Os autores distinguem três unidades principais dentro de um pegmatito zonado:

- i. zonas primárias, mais ou menos concêntricas ao núcleo do pegmatito, e definidas, da margem para o núcleo, tal como na Tabela II.3;

Tabela II.3. Paragénese mineral típica das zonas pegmatíticas (adaptado de Simmons *et al.*, 2003).

ZONA	TEXTURA	MINERAIS PRINCIPAIS	MINERAIS ACESSÓRIOS
Margem/Contacto	granulometria fina (2–5 mm), hipidiomórfica granular	plagioclase/microclina, quartzo ± moscovite	turmalina negra, granada, microclina/plagioclase
Parede	granulometria grosseira	quartzo, plagioclase, microclina, ± moscovite, ± biotite	turmalina negra, granada, berilo, apatite
Intermédia	Externa granulometria progressivamente mais grosseira; desenvolvimento de cavidades	microclina, quartzo	turmalina negra – elbaíte, plagioclase sódica, moscovite, fosfatos
	Interna aplítica e grosseira, com cristais bem desenvolvidos; cavidades	quartzo, microclina, plagioclase sódica, ± moscovite, ± biotite	turmalina negra – elbaíte, berilo, fosfatos, minerais Nb-Ta
Núcleo	—	quartzo	berilo, aluminossilicatos de lítio

- ii. unidades secundárias: formam-se às custas dos materiais pegmatíticos pré-existent, sobrepondo-se a qualquer zona, embora sejam mais frequentes no núcleo e nas zonas intermédias. Os processos metassomáticos não são facilmente identificados, variando em extensão e intensidade. Podem ser processos selectivos de substituição de determinadas espécies minerais, a efeitos mais intensos, mas difusos, de substituições completas de zonas primárias por associações minerais secundárias (Černý, 1991a);
- iii. preenchimentos de fracturas: ao contrário das unidades metassomáticas, estes preenchimentos são facilmente identificáveis. Cortam várias zonas, muitas vezes desde o núcleo, e são constituídas essencialmente por quartzo.

II.3. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

No típico padrão de zonamento regional descrito por Trueman & Černý (1982) e Černý (1991b) para os pegmatitos da família LCT, os filões distribuem-se ao redor dum plutão granítico dito parental, onde os corpos mais fraccionados ocupam posições mais distais desse mesmo plutão (Figura II.2).

Além da ausência de zonamento regional nos pegmatitos NYF, outras questões se levantam. Como podem os pegmatitos derivar de um plutão granítico, por extracção cíclica de fundido pegmatítico, de modo que, os pegmatitos mais próximos e mais antigos sejam os mais simples (menos fraccionados), e os mais tardios e distantes se tornem os mais fraccionados e complexos? (Simmons & Webber, 2008).

Simmons & Webber (2008) salientam ainda que, segundo o modelo de Trueman & Černý (1982) e Černý (1991b), se os fundidos pegmatíticos com menor taxa de fraccionamento são os primeiros a escapar dum plutão granítico já de si fraccionado, é de esperar que esses mesmos fundidos removam constituintes que deveriam ficar no fundido pegmatítico, de modo a obter níveis de concentração suficientemente altos, para a formação de pegmatitos tardios mais evoluídos.

Então como é que elementos como o Li, Cs, Ta, entre outros, são retidos no plutão granítico para depois serem extraídos mais tarde? Como são estes fluidos capazes

de escapar do granito parental sem deixarem evidências da sua passagem? Como se mantêm desobstruídos os canais de instalação e a conectividade dos filões pegmatíticos?

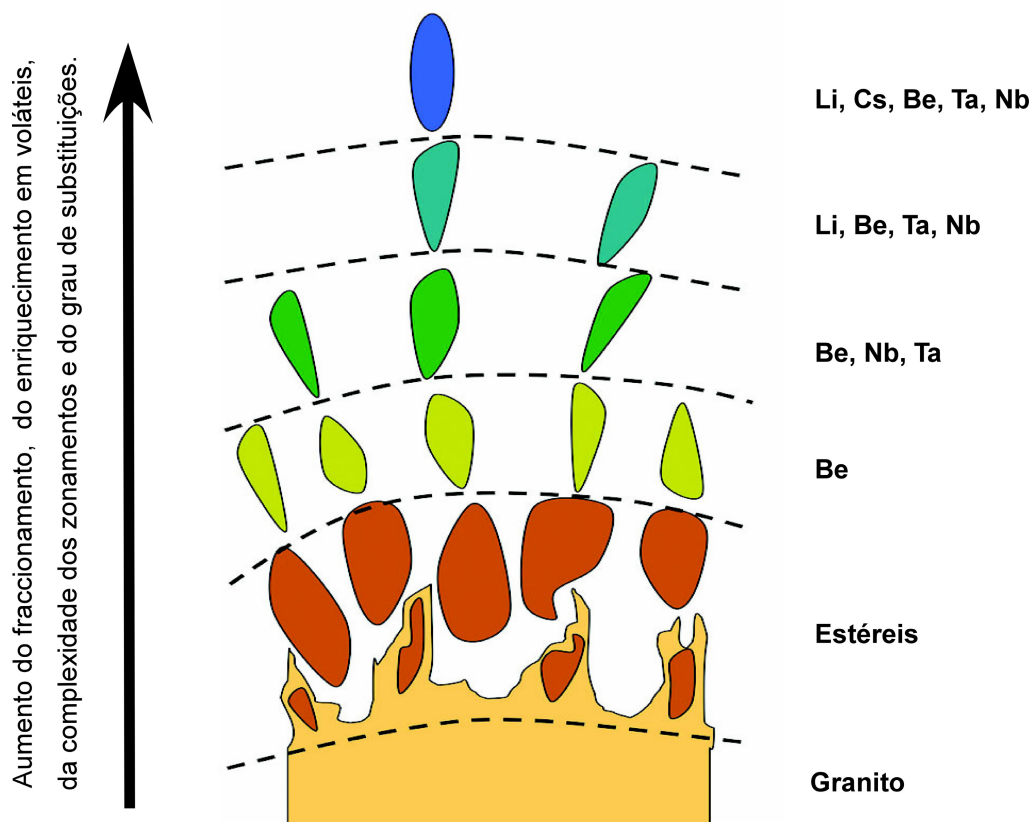


Figura II.2. Zonamento regional de pegmatitos da família LCT. Modelo de Trueman & Černý (1982) e Černý (1991b), adaptado de London (2008).

Os mesmos autores (Simmons & Webber, 2008) sugerem que, em alguns casos, os corpos pegmatíticos que surgem mais afastados do plutão granítico não são o resultado directo de uma cristalização fraccionada a partir dum granito parental, mas sim o resultado de um processo de baixas taxas de fusão parcial, geradas na auréola termal desse plutão.

O modelo de baixos graus de fusão parcial de metassedimentos quartzo-feldspáticos, com posterior fraccionamento dos produtos de fusão (modelo misto), foi proposto por Roda (1993) e Roda *et al.* (1999) para os pegmatitos de La Fregeneda (Espanha), parte oriental do campo aplitopegmatítico alvo deste estudo – Campo Aplitopegmatítico da Fregeneda–Almendra (FA).

II.4. RELAÇÃO COM ROCHA ENCAIXANTE

Os campos pegmatíticos tendem a ser particularmente abundantes ao longo de faixas metamórficas ou tectónicas (Černý, 1991b). As populações pegmatíticas Fanerozóicas distribuem-se associadas a faixas de granitos férteis, alinhados grosso modo com os orógenos. Estas faixas consistem essencialmente de sequências metassedimentares ou antigos socos cristalinos, remobilizados e penetrados por granitóides, sob condições prógradas ou retrógradas.

Como se refere anteriormente, o zonamento regional é algo comum nas famílias pegmatíticas LCT, salvo algumas excepções. Esta distribuição espacial é influenciada, quer pela natureza e estrutura da rocha encaixante, quer pelo nível de erosão atingido, assim como pelo do grau de fraccionamento atingido pelos fundidos pegmatíticos (Simmons, 2007).

O ambiente metamórfico é especialmente relevante em sistemas granítico–pegmatíticos sin- a tardi-orogénicos (Černý, 1991b).

As associações de andaluzite-silimanite em metapelitos, marcadas por elevados gradientes geotérmicos (ca. 40°– 50° C) – metamorfismo do tipo Abukuma – é típico dos campos pegmatíticos com elementos raros (Tabela II.4). Estas condições são indicativas de níveis crustais relativamente delgados ou altas taxas de fluxo térmico, ou mesmo a combinação dos dois casos (Černý, 1991b).

Tabela II.4. Ambiente metamórfico característico das classes pegmatíticas de Černý & Ercit (2005). (AB – Abissais; MS – Moscovítico; MSREL – Moscovítico-Elementos Raros; REL – Elementos Raros; MI – Miarolítico).

Classe Subclasse	AMBIENTE METAMÓRFICO	RELAÇÃO COM OS GRANITOS
AB	fácies anfibolítica a granulítica de baixa a alta- <i>P</i> ; 4 – 9 kbar, 700°– 800°C.	nenhuma (?); (segregações anatéticas ?).
MS	alta- <i>P</i> , fácies anfibolítica Barroviana (cianite-silimanite); 5 – 8 kbar, 650°– 580°C.	nenhuma; (corpos anatéticos) a marginais ou exteriores.
MSREL	fácies anfibolítica, moderada a alta- <i>P</i> , (<i>T</i>); 3 – 4 kbar, 650°– 520°C	interior a exterior, indefinida.
REL–REE	Variável e posterior aos eventos regionais que afectam as rochas encaixantes.	interior a marginal (raramente exterior).
REL–Li	baixa- <i>P</i> , fácies Abukuma anfibolítica (andaluzite-silimanite) a xistos-verdes; 2 – 4 kbar, 650°– 450°C.	(interior a marginal), exterior.
MI–REE	muito baixa- <i>P</i> , posteriores aos eventos regionais que afectam as rochas encaixantes.	interior a marginal.
MI–Li	baixa- <i>P</i> , fácies anfibolítica a xistos-verdes; 1,5 – 3 kbar, 400°– 500°C.	(interior), marginal a exterior.

À excepção de alguns casos sin-orogénicos, grande parte dos sistemas granítico–pegmatíticos é posterior ao pico do metamorfismo regional. Instalam-se normalmente em sistemas de falhas bem desenvolvidos na rocha encaixante (Černý, 1991b).

Segundo Černý (1991b) os granitos e pegmatitos estão assim divorciados do metamorfismo precedente. No entanto, no mesmo trabalho, o autor reconhece que em áreas pouco afectadas por posteriores eventos tectónicos, a distribuição espacial dos pegmatitos tende a progredir desde os granitos e pegmatitos estéreis em terrenos de maior grau metamórfico, até os pegmatitos mais fraccionados em rochas de mais baixo grau (Figura II.3).

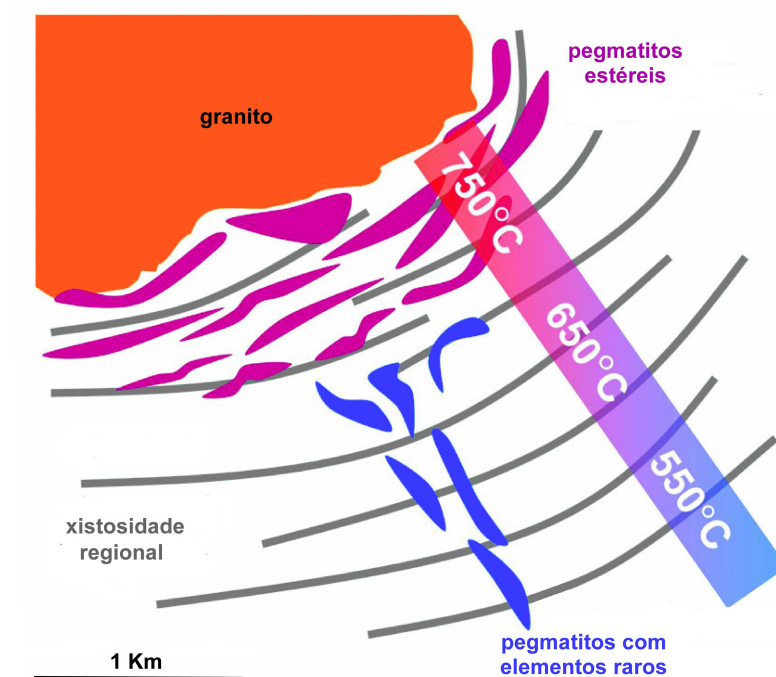


Figura II.3. Esquema de distribuição espacial de pegmatitos, em função da distância ao granito parental, estruturas regionais e metamorfismo da rocha encaixante (adaptado de London, 2008).

As taxas de arrefecimento são de particular interesse, especialmente na instalação de fundidos pegmatíticos mais evoluídos, em rochas de baixo a médio grau metamórfico, e que foram sujeitas a um pico prévio de metamorfismo. Chakoumakos & Lumpkin (1990) referem, para o pegmatito de Harding (Novo México, EUA), que a temperatura da rocha encaixante, ao tempo de instalação, deveria estar entre 0° a 200°C

mais baixa que a $T_{solidus}$ do pegmatito. Este fenómeno influencia o tempo de arrefecimento e cristalização, que neste caso foi estimado para apenas 100 a 200 anos.

II.5. PRESSÃO E TEMPERATURA DE CRISTALIZAÇÃO

Perceber a origem dos pegmatitos implica que se tente determinar em que tipo de condições pressão (P) e temperatura (T) estas rochas se formam.

Ainda que não estejam bem delimitados os valores para as P de cristalização dos pegmatitos, estes parecem variar entre os $\sim 300 - 500$ MPa, para os pegmatitos comuns e alguns pegmatitos com elementos raros, e os $\sim 300 - 200$ MPa para os pegmatitos com elementos raros e miarolíticos (London, 2008).

No que diz respeito às temperaturas de cristalização, muitos investigadores colocam as T cristalização dos pegmatitos muito próximas da $solidus$ do sistema granítico- H_2O , entre os $650^\circ - 700^\circ C$. No entanto, trabalhos na área das inclusões fluidas, estudos de isótopos estáveis e dos campos de estabilidade de fases minerais, demonstram que nos sistemas pegmatíticos a $T_{solidus}$ é cerca de $200^\circ C$ inferior (Taylor *et al.*, 1979; London, 1986; Simmons *et al.*, 1987; Morgan & London, 1999; Fuertes-Fuente *et al.*, 2000; Sirbescu & Nabelek, 2003).

No caso dos pegmatitos ricos em lítio, o diagrama de fases dos aluminossilicatos de lítio de London & Burt (1982b) e London (1984) é muitas vezes usado como modelo de análise petrogénica (Figura II.4).

Os aluminossilicatos de lítio primários, petalite e espodumena, são estáveis com o quartzo até aproximadamente $680^\circ C$, o que faz deste valor o tecto nas temperaturas de cristalização dos pegmatitos com lítio.

A espodumena é indicativa de uma relativamente alta- P de instalação, ao contrário da petalite que está restrita a mais baixas pressões. Também a associação eucryptite + quartzo é mais prevalente nos pegmatitos com petalite do que nos de espodumena, o que é consistente com os campos de estabilidade de baixa- P da petalite (London, 1984, 2008).

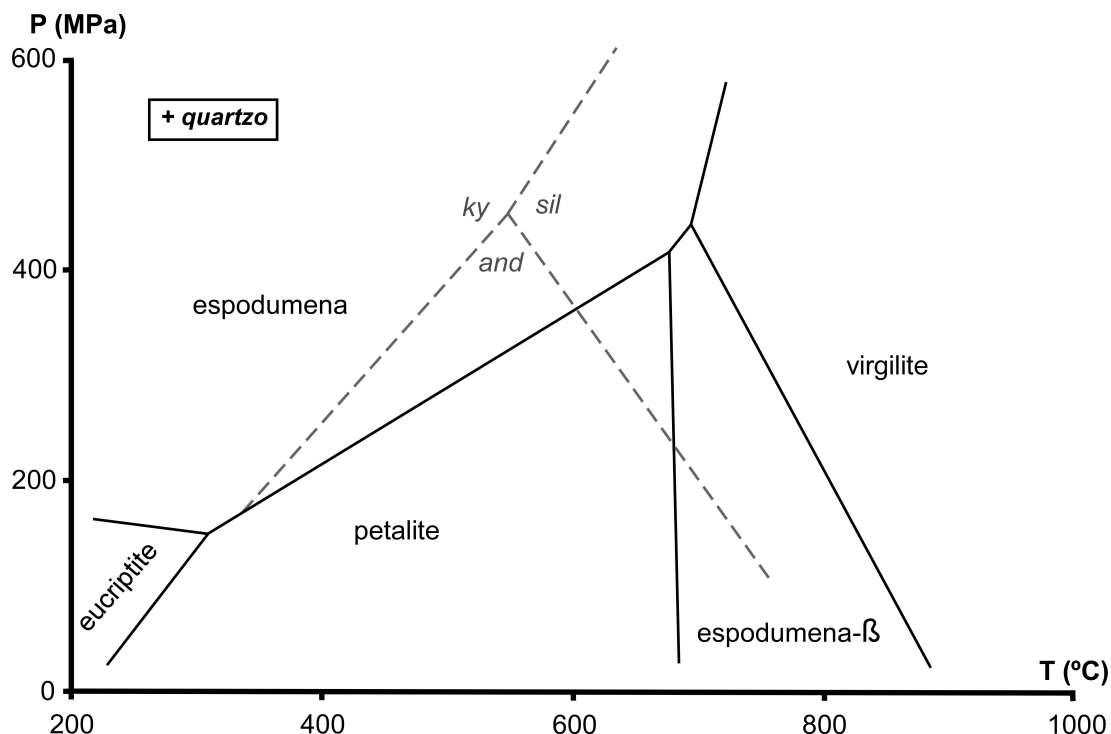


Figura II.4. Campos de estabilidade dos aluminossilicatos de lítio no sistema $\text{LiAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ (adaptado de London, 1984). Ponto triplo dos Al_2SiO_5 (linha a tracejado) segundo Pattison (1992) e Cesare et al. (2003) (550°C; 450 MPa). ky – cianite; sil – silimanite; and – andaluzite.

Ou seja, segundo o autor é de esperar que pegmatitos com mineralização de espodumena e petalite representem, no nível actual de erosão de um dado campo pegmatítico, níveis de instalação em zonas mais profundas ou zonas mais superficiais, respectivamente.

II.6. GÉNESE PEGMATÍTICA

Apesar dos modelos existentes, e comumente aceites pela comunidade científica, continuam a pairar imensas dúvidas quanto aos processos geradores, quer dos fundidos pegmatíticos, quer quanto aos processos internos de evolução pegmatítica posteriores.

II.6.1. Origem dos magmas pegmatíticos: Magmática vs. Anatética

Fusão parcial (anatexia) ou cristalização fraccionada são as duas hipóteses normalmente aceites aquando da tentativa de explicar a origem dos fundidos pegmatíticos.

Os defensores da hipótese anatética apresentam três factores fundamentais na defesa da sua tese:

- i. a dificuldade de relacionar as composições altamente evoluídas dos pegmatitos comparativamente com as composições mais primitivas das supostas fontes plutónicas (Stewart, 1978, e.g.);
- ii. a tendência que alguns grupos de pegmatitos para reflectirem a composição das suas rochas encaixantes, nomeadamente nos teores de elementos maiores (Novák *et al.*, 1999, e.g.);
- iii. o afloramento de alguns filões pegmatíticos isolados de qualquer possível fonte plutónica (Simmons *et al.*, 1995, e.g.).

Pelo contrário, os defensores da diferenciação magmática apoiam-se em factos como:

- i. fortes padrões de enriquecimento em elementos traço entre os pegmatitos e os granitos parentais (O'Connor *et al.*, 1991);
- ii. evidências de campo, onde pegmatitos altamente fraccionados estão espacialmente ligados às suas fontes graníticas (e.g., London, 1985);
- iii. em casos onde foram estudados, existem fortes desequilíbrios isotópicos entre os filões pegmatíticos e as suas rochas encaixantes (Taylor & Friedrichsen, 1983).

Uma lista mais extensa de factores pró-anatexia ou pró-diferenciação magmática pode ser encontrada nos trabalhos de Černý (1991b, 1992, 1998).

Embora o modelo magmatogénico seja actualmente o mais aceite, existem autores que defendem modelos mistos para a formação dos fundidos pegmatíticos. Esses modelos mistos resultam da combinação de diferentes graus de fusão parcial e posterior cristalização fraccionada dos fundidos (Shearer *et al.*, 1992; Roda, 1993; Roda *et al.*, 1999).

Altos graus de fusão parcial (40%) dariam lugar a grandes volumes de magma granítico, com baixa concentração em elementos raros. Pelo contrário, baixos graus de fusão parcial (0,1 – 5%) gerariam volumes menores, de fundidos graníticos mais exóticos. Segundo este modelo, poderia explicar-se a pequena percentagem de pegmatitos mais evoluídos nos campos pegmatíticos (Roda, 1993, e.g.).

II.6.2. Modelo de Jahns & Burnham (1969)

O modelo de Jahns & Burnham (1969) é um marco na investigação da petrogénese pegmatítica.

Para os autores, os pegmatitos evoluem a partir de um magma granítico residual, onde coexistem essencialmente duas fases: uma fase de vapor de água e um fundido silicatado.

Jahns & Burnham (1969) afirmam, com base em observações experimentais, que numa fase inicial o sistema de cristalização pegmatítica é um sistema fechado, em equilíbrio, das fases coexistentes (fundido granítico + fluido aquoso), próximo da $T_{liquidus}$ do sistema granítico–H₂O.

Ou seja, é a interacção do fundido silicatado com o vapor de água que leva à formação das texturas pegmatíticas, sendo que a transição granito – pegmatito dá-se aquando da saturação do fluido em voláteis, com posterior “exsolução” da fase fluida e segregação dos álcalis maioritários (K e Na).

A presença de um fluido supercrítico aquoso é essencial neste modelo para a formação do pegmatito e das texturas pegmatíticas.

II.6.3. Voláteis e fundentes – agentes de fluxo

Voláteis como a H₂O, F e Cl; os semi-voláteis B₂O₃ e P₂O₅ e os fundentes Li, Rb e Cs, são comuns nos sistemas pegmatíticos.

Como voláteis e fundentes (agentes de fluxo – “fluxing components”), estes elementos diminuem as temperaturas de fusão e cristalização, baixam as taxas de nucleação, reduzem o grau de polimerização e a viscosidade, assim como aumentam a solubilidade (London, 2005; Simmons & Webber, 2008).

Estes elementos actuam como inibidores ou retardadores na formação de núcleos de cristalização e incrementam a velocidade de difusão. A combinação destes dois efeitos possibilita a migração dos iões em maiores distâncias, e ao mesmo tempo promove o crescimento dos poucos núcleos que se formam, resultando um menor número de cristais, mas de maiores dimensões (Simmons *et al.*, 2003; Simmons & Webber, 2008).

Além dos efeitos acima referidos, apresentam a capacidade de promover a miscibilidade entre outros constituintes menos solúveis. No estudo do efeito do F, B e Na no sistema albite–H₂O, Sowerby & Keppler (2002) observaram, nas fases finais da cristalização dum sistema pegmatítico complexo, a miscibilidade completa entre o fundido e o fluido a *T* e *P* comparativamente mais baixas.

II.6.4. Inclusões Fluidas e “Melt Inclusions” – Miscibilidade vs. Imiscibilidade

São vários os trabalhos que focam a interpretação de inclusões fluidas (IF) e “melt inclusions” (MI) nos sistemas pegmatíticos félsicos (Thomas *et al.*, 2003; Sirbescu & Nabelek, 2003; Thomas *et al.*, 2006; Thomas & Davidson, 2007, e.g.).

O estudo das IF e das MI auxilia na estimação da composição dos fundidos geradores de pegmatitos, assim como a avaliação das condições de *P* e *T* de formação pegmatítica. Pode ainda apoiar na análise da evolução dos magmas silicatados para fundidos pegmatíticos, e na evolução destes fundidos durante os processos de formação pegmatítica.

No trabalho de Thomas *et al.* (2006), os autores salientam mais uma vez a importância dos voláteis e fundentes que se concentram nos fundidos pegmatíticos, especialmente o papel da H₂O. A acumulação de B, F e P em altas concentrações nos fundidos silicatados, promove a solubilidade da H₂O até ao ponto de ser atingida a completa miscibilidade (Thomas *et al.*, 2000, e.g.). Nestas condições, o comportamento supercrítico na transição de fundido silicatado para fluido aquoso é uma possibilidade real, marcando o início nas mudanças texturais e de distribuição dos elementos.

Dado os altos coeficientes de partição dos álcalis e voláteis dos fundidos silicatados para o fluido aquoso coexistente, é natural que este fique particularmente enriquecido nestes elementos fundentes e voláteis (Thomas *et al.*, 2006).

Ao estudar as MI e FI do depósito pegmatítico de estanho e tungsténio de Ehrenfriedersdorf (Erzgebirge, Alemanha), Thomas *et al.* (2000), demonstraram que a

miscibilidade completa é possível a pressões ainda consideravelmente mais baixas. A miscibilidade total entre fluidos e o magma foi atingida a 712°C e 21,5 wt% H₂O.

São cada vez mais as evidências para a coexistência de três fases líquidas imiscíveis coexistentes. Essas evidências são suportadas por estudos de MI e IF (Veksler & Thomas, 2002; Thomas *et al.*, 2006). A coexistência de múltiplas fases é de enorme importância, pois influenciam a distribuição dos elementos e em particular a dinâmica de cristalização.

Thomas *et al.* (2006), com base no estudo das IF e das MI, concluem que: os fundidos geradores de pegmatitos são ricos em H₂O, de baixa viscosidade, altamente difusivos, aluminossilicatados ricos em álcalis, e que se traduzem num óptimo meio de transporte para a sílica, álcalis e elementos traço, sendo um excelente meio para o crescimento de cristais pegmatíticos.

II.6.5. “Constitutional zone-refining”

Como já foi referido, os pegmatitos graníticos são portadores de agentes de fluxo (voláteis e fundentes) responsáveis pela redução da viscosidade e $T_{liquidus}$ dos magmas. No entanto, os teores destes componentes (álcalis raros, B, P e F), não constituem mais do que uma pequena percentagem da composição global dum pegmatito enquanto rocha. É esperado que os fundidos graníticos geradores de pegmatitos possam conter uma percentagem razoável de água, mas o somatório de elementos como B, P e F, dificilmente ultrapassa os 2 a 3% das composições globais dos fundidos pegmatíticos de elementos raros, e muito menos nos pegmatitos comuns (Černý, 1991b; London, 2008).

Apesar de os fundidos silicatados, enriquecidos em voláteis e fundentes, serem provavelmente o material gerador de pegmatitos, o problema mantém-se, uma vez que a maioria dos pegmatitos apresenta uma composição granítica simples, sem evidências de grandes quantidades destes elementos (London, 2005b; London, 2008).

Um mecanismo que pode explicar a concentração anormal dos voláteis e fundentes é o “constitutional zone-refining” – McBirney, 1987; London, 1999, 2005a, b (Figura II.5).

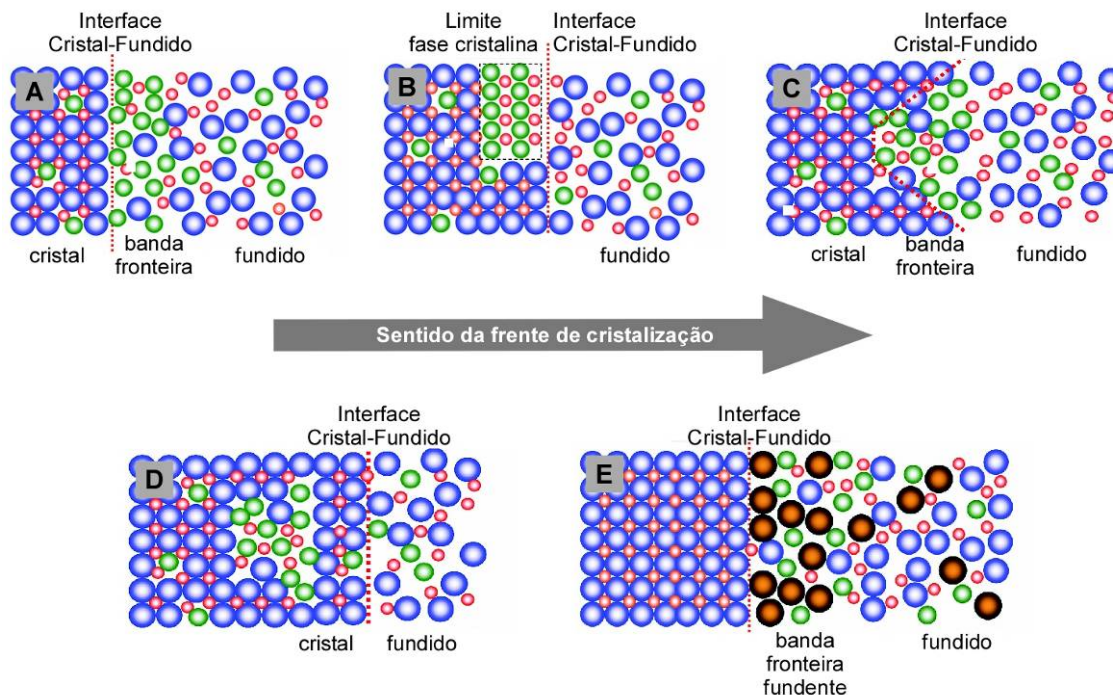


Figura II.5. Esquema descritivo do mecanismo de "constitutional zone-refining" (adaptado de London, 2008). Descrição: A – o crescimento cristalino (átomos vermelhos e azuis) provoca a exclusão dos elementos incompatíveis (átomos verdes), que se concentram numa banda fronteira; B – eventualmente atinge-se a sobressaturação, precipitando uma fase cristalina impura no cristal em desenvolvimento; C – o rápido crescimento cristalino, na ausência de fundentes, gera faces cristalinas irregulares e reentrâncias que aglomeram os elementos excluídos; D – esta aglomeração pode levar à formação de inclusões fluidas ou "melt inclusions"; E – no mecanismo de "constitutional zone-refining", o elemento fundente é incompatível (átomo cor de laranja) e forma complexos no fundido com outros elementos incompatíveis (átomos verdes), que de outro modo iriam constituir parte das impurezas na fase cristalina principal.

Este modelo envolve uma cristalização em desequilíbrio (o oposto ao proposto por Jahns & Burnham, 1969) e requer um fundido viscoso, não necessariamente sólido, de composição silicatada.

O fundido não tem de ser necessariamente rico em fundentes e a saturação em água não é essencial, ou até mesmo improvável, o que contraria o modelo de Jahns & Burnham (1969), bem como outros trabalhos – Thomas & Veksler (2002); Thomas *et al.*, (2006), por exemplo.

O que faz com que este modelo funcione nos pegmatitos graníticos, é o subarrefecimento da $T_{liquidus}$ – "undercooling" (London *et al.*, 1989) – que precede a cristalização. É este subarrefecimento, na ordem dos 200°C, que aumenta a viscosidade do fundido para um estado semi-sólido e que inibe a retrodifusão dos voláteis e fundentes excluídos (London, 2008).

O hiato entre o arrefecimento e o início da cristalização produz um fundido sobressaturado. Quando a nucleação e a cristalização têm início, os voláteis e fundentes

excluídos acumulam-se na frente de cristalização, ao longo duma banda fronteira – “boundary layer”.

A redução da $T_{solidus}$ desta banda é promovida pela acumulação dos voláteis e fundentes, e à medida que a cristalização ocorre, a concentração destes elementos incompatíveis aumenta relativamente à composição global do fundido.

Esta banda avança, desde o contacto com rocha encaixante, até às zonas mais internas do pegmatito. Nos últimos estádios da cristalização, a banda fronteira pode converter-se no principal fluido dentro do pegmatito em formação. A cristalização desta banda de composição exótica, pode provocar uma mudança brusca, entre associações minerais comuns e outras mais evoluídas, de mineralogia mais rara.

Segundo London (2005b), o modelo de cristalização baseado no “constitutional zone-refining” reproduz virtualmente quase todas as características dos pegmatitos, nomeadamente a textura, o “fabric”, morfologia cristalina, assim como a sequência de zonamento interno, e as unidades monominerálicas e núcleos de quartzo.

II.6.6. Tempo de cristalização

É normalmente aceite em geologia, que a dimensão granulométrica duma rocha magmática, é um indicador directo da taxa de crescimento dos cristais e da história de arrefecimento magmático, isto é, cristais pequenos crescem rapidamente num magma que arrefece também ele rapidamente, produzindo uma textura afanítica. Pelo contrário, grandes cristais crescem mais lentamente a partir de um magma em arrefecimento lento, produzindo texturas faneríticas.

Claramente este paradigma não se encaixa no caso dos pegmatitos, especialmente nos aplitopegmatitos. Estudos recentes, desenvolvidos nas últimas três décadas, sugerem exactamente o contrário. Alguns dos pegmatitos mais conhecidos do mundo poderão ter cristalizado em períodos muito mais curtos do que é comumente aceite (milhões de anos). São os casos do pegmatito de Harding – Novo México, EUA (Chakoumakos & Lumpkin, 1990); os filões de George Ashley, Mission, Stewart e Himalaya – Califórnia, EUA (Webber *et al.*, 1997, 1999; Webber & Simmons, 2007), e o pegmatito de Little Tree – Califórnia, EUA (Morgan & London, 1999).

Webber *et al.* (1997, 1999) desenvolveram um modelo térmico de arrefecimento para os pegmatitos de São Diego (Califórnia, EUA). Os parâmetros iniciais deste modelo foram alterados por Webber *et al.* (2005), com a introdução de mais um filão pegmatítico (Animikie Red Ace – Winsconsin, EUA). Os resultados são apresentados na Tabela II.5.

Tabela II.5. Tempo de arrefecimento calculado para os filões de George Ashley, Mission, Stewart e Himalaya – Califórnia, EUA, e para o pegmatito de Animikie Red Ace – Winsconsin, EUA (Webber & Simmons, 2007).

PEGMATITO	POSSANÇA (m)	T INSTALAÇÃO (°C)	T ROCHA ENCAIXANTE (°C)	ARREFECIMENTO ATÉ (°C)	TEMPO
Himalaya	1	650	150	550	5 dias
Himalaya	1	650	150	400	20 dias
Himalaya	1	600	300	400	50 dias
George Ashley	8	650	150	550	340 dias
George Ashley	8	650	150	400	3 anos
George Ashley	8	600	300	400	10 anos
Stewart	25	650	150	550	9 anos
Stewart	25	650	150	400	30 anos
Stewart	25	600	300	400	75 anos
Animikie	1	600	400	500	20 dias
Animikie	1	600	400	450	50 dias

Até mesmo o filão pegmatítico de Tanco pode ter arrefecido rapidamente. Černý (2005) sugere recentemente que este corpo poderia ter solidificado em décadas, num máximo de algumas centenas de anos.

De modo a avaliar esta afirmação, Webber & Simmons (2007) usaram o modelo previamente referido e os parâmetros apresentados por Černý (2005) para calcular o período e a *T* de arrefecimento do pegmatito de Tanco (possança – 100 metros; temperatura de instalação – 700°C; profundidade de instalação – 10 km; e temperatura rocha encaixante a variar entre 25° – 300°C). Segundo esses resultados, este corpo terá arrefecido até ~ 450°C em apenas 700 a 1000 anos.

II.6.7. Texturas pegmatíticas

Algumas das características mais intrigantes nos pegmatitos são as suas texturas. Segundo trabalhos experimentais de cristalização a partir de fundidos graníticos de quartzo e feldspatos, demonstrou-se que se podem desenvolver texturas gráficas e dendríticas através do subarrefecimento rápido do fundido (Swanson & Fenn, 1986; Fenn, 1986; MacLellan & Trembath, 1991, entre outros).

Também Lofgren (1974) demonstra que a morfologia cristalina pode variar de euédrica a esferulítica através do aumento gradual do subarrefecimento da $T_{liquidus}$.

London *et al.* (1989) relata no trabalho experimental com o vidro Macusani (subsaturado em vapor e subarrefecido) que os padrões de zonamento mineral, as mudanças bruscas nas texturas e na granulometria, assim como, o “fabric” orientado característico de muitos pegmatitos, está relacionado com o gradual aumento do subarrefecimento da $T_{liquidus}$ dum fundido silicatado. Ou seja, quanto maior o subarrefecimento, maior será a anisotropia do “fabric” (e.g., o desenvolvimento de “comb-structure”).

Assim, as relações texturais dos minerais nos pegmatitos reflectem o grau de subarrefecimento do pegmatito, taxa de nucleação e crescimento. Cristais com formas cristalinas mais alongadas (acicular ou dendrítica) são favorecidos por um rápido arrefecimento, um maior grau de subarrefecimento, altas taxas de crescimento e menos núcleos de cristalização. Pelo contrário, morfologias tabulares são favorecidas por taxas de arrefecimento menores, um subarrefecimento inferior, baixas taxas de crescimento e pontos de nucleação mais abundantes (Simmons & Webber, 2008).

O efeito de subarrefecimento está igualmente relacionado com o desenvolvimento de bandas aplíticas – “line-rock” – que segundo Webber *et al.* (1997, 1999) se formam por um mecanismo de cristalização e nucleação oscilatória, controlado por difusão.

London (1992) refere que um subarrefecimento pronunciado da $T_{liquidus}$, promove o bandado aplítico – “layering”.

A formação de bandas aplíticas pode ser despoletada por altos graus de subarrefecimento. Qualquer evento que resulte num subarrefecimento do fundido, tem o potencial para iniciar a formação destas bandas. A instalação do magma pegmatítico numa rocha encaixante relativamente mais fria (“thermal quench”), o “chemical quench” resultante, e.g., da remoção do B pela cristalização da turmalina, ou ainda, a ruptura ou dilatação filoniana (“pressure quench”), são fenómenos que podem gerar um aumento do

subarrefecimento no fundido e actuar como destabilizadores da dinâmica de cristalização do sistema pegmatítico (Simmons & Webber, 2008).

Ainda segundo os mesmos autores, tais eventos podem dar início a uma nucleação rápida e heterogénea, a um crescimento oscilatório, à acumulação dos elementos excluídos na frente de cristalização (“boundary-layer”) e a formação de “line-rock”.

II.6.8. Gel silicatado

Como se pode avaliar nos modelos e teorias antes descritos, os materiais potencialmente geradores de pegmatitos são fundidos silicatos.

No entanto, alguns autores retomaram a teoria de Merritt (1924), segundo a qual os pegmatitos se formam a partir de um gel viscoso silicatado (Merino, 1999; Taylor *et al.*, 2002; Taylor, 2006).

Os géis, constituídos essencialmente por H₂O, levantam algumas incertezas quanto à sua aplicabilidade, nomeadamente quando se tenta explicar as perdas de volume aquando da cristalização, o volume de água libertado e a formação de um filão com um material tão viscoso como um gel silicatado (London, 2008).

Apesar disso, London (2005) sugere que os géis podem restringir-se aos últimos estádios de consolidação pegmatítica, momento em que a banda fronteira pode conter uma grande proporção de material silicatado amorfo.



CAPÍTULO III. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Figura da capa: Douro vinhateiro entre Barca D'Alva e Almendra, Portugal.

III. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A região entre Almendra (Vila Nova de Foz-Côa) e Barca D'Alva (Figueira de Castelo Rodrigo) (AB) representa a parte oeste do denominado campo Aplitopegmatítico da Fregeneda–Almendra (FA) (Roda *et al.*, 2007b, Vieira *et al.*, 2007a, b, c).

O campo aplitopegmatítico da FA está situado no Maciço Hespérico, no núcleo meridional da cadeia Varisca, formada maioritariamente por rochas magmáticas e metamórficas de idades ante-Ordovícicas e Paleozóicas. Segundo a divisão geotectónica de Julivert *et al.* (1974), FA integra-se na Zona Centro-Ibérica (ZCI) (Figura III.1).

Os filões aplitopegmatíticos da área estudada afloram, maioritariamente, numa faixa de terrenos metamórficos, alongada segundo E-O, do denominado Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955). É limitada a norte pelas formações quartzíticas do sinclinal de Poiares (Ordovícico inferior), a sul pelo Complexo Granítico de Mêda–Penedono–Lumbrals (CGML), a oeste pela falha da Vilariça e a nordeste pelo Granito de Saucelle (SC) (Anexo C).

III.1. ESTRATIGRAFIA

As principais formações metassedimentares aflorantes na região de AB, e consequentemente no campo aplitopegmatítico da FA, pertencem ao Grupo do Douro

(Sousa, 1982; 1983a), do atrás citado ante-Ordovício CXG. Este grupo metassedimentar, na região de Moncorvo, localizado a norte da área em estudo, passa sem discordância apreciável aos metassedimentos ordovícios (Rebelo & Romano, 1986).

Descrevem-se de seguida, e de modo sucinto, as unidades estratigráficas mais representativas da área de estudo.

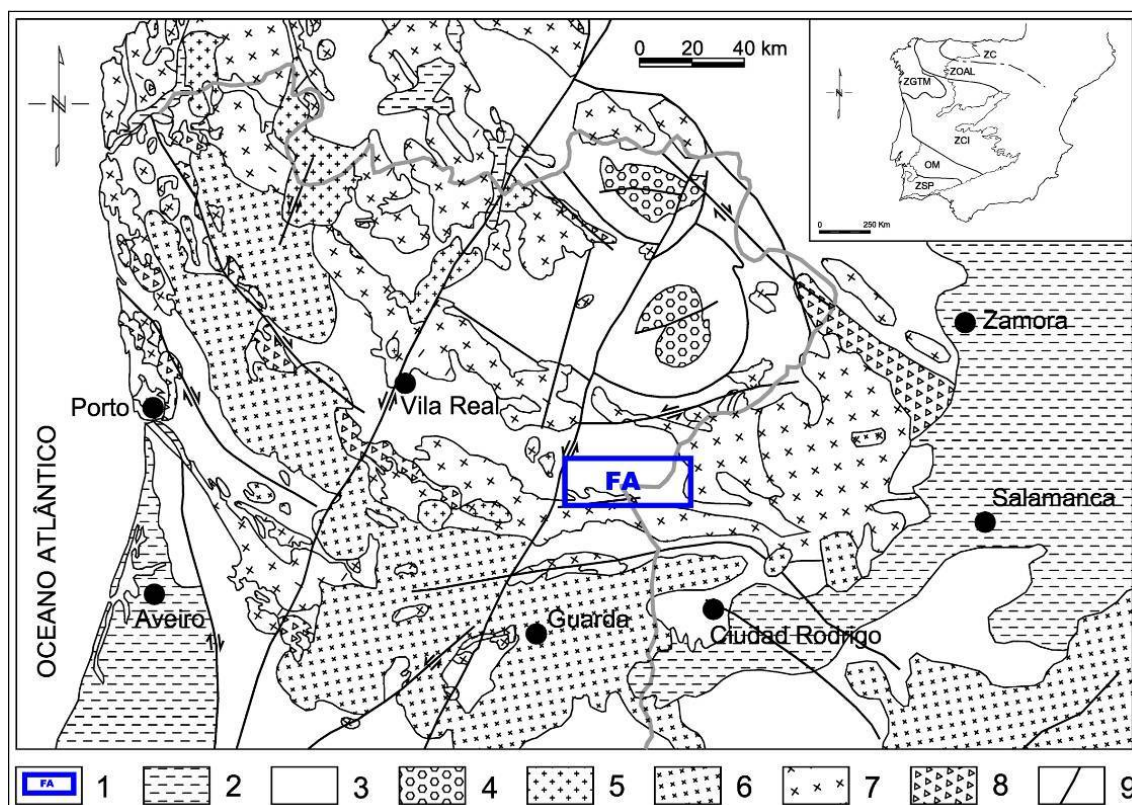


Figura III.1. Enquadramento geológico do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Legenda: (1) Campo Aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra; (2) Pós-Paleozóico; (3) Metassedimentos Paleozóicos; (4) Complexo Ultrabásico; (5) Granitos biotíticos pós-tectónicos; (6) Granitos biotíticos tardi-tectónicos; (7) Granitos de duas-micas sin-tectónicos; (8) Granitos biotíticos sin-tectónicos; (9) Falhas. (ZC – Zona Cantábrica; ZOAL – Zona Oeste Asturiana-Lionesa; ZGTM – Zona da Galiza-Trás-os-Montes; ZCI – Zona Centro-Ibérica; ZOM – Zona de Ossa-Morena; ZSP – Zona Sul-Portuguesa).

III.1.1. Complexo Xisto-Grauváquico – Grupo do Douro

Para o Grupo do Douro Sousa (1982, 1983a) estabeleceu, na região de São João da Pesqueira–Peso da Régua, uma sucessão estratigráfica de seis formações distintas, que da base para o topo inclui: formação de Bateiras (Ba), formação de

Ervedosa do Douro (Er), formação de Rio Pinhão (Ri), formação de Pinhão (Pi), formação de Desejosa (De) e formação de São Domingos.

Em trabalhos posteriores Silva & Ribeiro (1985) descrevem a existência de uma duplicação Sarda nas formações basais do Grupo do Douro, originada por carreamentos sin-sedimentares, na região de Viso (Vila Nova de Foz-Côa). Foi proposto por estes autores que as formações de Rio Pinhão e Pinhão fossem consideradas equivalentes laterais, ou seja, alóctones, das formações de Bateiras e Ervedosa do Douro, respectivamente. Este paralelismo lateral é também reconhecido por Sousa (Sousa, 1981, 1982, 1983a).

Na região estudada não foram detectadas as formações de Bateiras e Ervedosa do Douro, nem se identificaram carreamentos sin-sedimentares (Silva *et al.*, 1990a, b). Sendo que a aloctonia destas formações não foi comprovada, opta-se por considerá-las como provavelmente autóctones, seguindo o exemplo de Silva & Ribeiro (1994).

Na região estudada predominam unicamente três das formações do Grupo do Douro: as formações de base, Pinhão e Rio Pinhão, com menor expressão cartográfica, e a formação da Desejosa, a mais representativa deste grupo.

Formação de Rio Pinhão (Ri)

A área de maior representatividade desta formação distribui-se para leste da falha da Vilariça até ao rio Côa, numa faixa ONO-ESE, a nordeste da localidade de Chãs.

As litologias mais abundantes desta unidade são os metagrauvaques e/ou metaquartzovaques cinzento-escuros, quase sempre com finas intercalações de filitos cinzento-escuros a negros. Estes litotipos são frequentemente calcossilicatados ou passam mesmo a rochas calcossilicatadas, onde porfiroblastos de cordierite, andaluzite e granada são facilmente identificáveis à vista desarmada (Silva & Ribeiro, 1991). Os mesmos autores referem ainda que muitas das litologias aqui observadas, tais como filitos grafitosos, metaconglomerados e metacalcários, são também típicas da formação de Bateiras, ressaltando-se mais uma vez a possibilidade de uma duplicação estratigráfica.

A passagem à formação suprajacente, formação de Pinhão, é geralmente estratigráfica, marcada pela acentuada perda de metagrauvaques, e do aparecimento de filitos cloríticos (Silva & Ribeiro, 1991).

Além da faixa acima referida, esta formação ocorre dispersa no interior do CGML, aflorante na zona sul do campo aplitopegmatítico da FA. As manchas mais

representativas encontram-se em locais como Chãs, S. Domingos, Quinta dos Boais, Quinta da Boavista, Vale do Mó, Capelanas e Caleira.

Estas manchas encontram-se em estreita relação com as rochas graníticas encaixantes, bem patente pelas inúmeras intercalações de filões aplíticos e apófises graníticas nos metassedimentos, também eles relatados por Viegas (1983) e Gaspar (1997). A presença de migmatitos é também característica destas manchas (Carnicero, 1982; López-Plaza & Carnicero, 1987; Gaspar, 1997).

Formação de Pinhão (Pi)

Esta unidade aflora numa faixa alongada segundo E-O, desde a falha da Vilariça até à fronteira espanhola (Rio Águeda). Entre a Vilariça e o Rio Côa, mais precisamente o vértice geodésico de Fumo – a ocidente de Almendra – contacta com a formação subjacente (formação Rio Pinhão), sendo que a partir deste ponto o contacto faz-se em toda a extensão do CGML.

Esta formação é rejeitada por desligamentos esquerdos NNE-SSO em dois locais distintos. Um rejeito menor, mais para ocidente, na zona da Mina da Bajoca (Almendra), pela falha do Barril, e um outro maior, a oriente, pela falha de Estevais-Barca D'Alva (Silva *et al.*, 1990a, b).

Corresponde a litologias de coloração esverdeada e finamente estratificada, com alternâncias de filitos e quartzofilitos cloríticos com finos leitos de metagrauvaques e metaquartzovaques. É também possível observar-se dois níveis de filitos e quartzofilitos com ocorrências de magnetite e pirite com alguma extensão, o que lhes atribui uma coloração esverdeada mais intensa (Sousa, 1982, 1983a; Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

É possível identificar, nos afloramentos desta unidade, a ocorrência de porfiroblastos de andaluzite, conferindo-lhes um aspecto mosqueado.

Há ainda a destacar a ocorrência, pouco comum para a formação de Pinhão, de metassiltitos mais ou menos argilosos, cinzento-escuros e claros, finamente interestratificados. Esta fácies apresenta fortes afinidades com algumas das litologias descritas na formação de Desejosa (Silva & Ribeiro, 1994). Esta formação inicia-se quando as bancadas de metagrauvaques da unidade subjacente (formação de Rio Pinhão) desaparecem, para dar passagem às alternâncias de filitos cloríticos verdes e metaquartzovaques. Quanto à formação da Desejosa, suprajacente, a passagem faz-se de modo gradual, marcada pelo aparecimento dos característicos xistos listrados.

Formação de Desejosa (De)

Esta é a formação com maior representatividade na região de estudo, muito superior a qualquer uma das outras unidades litológicas presentes, só interrompida pelo sinclinal de Poiares, onde contacta com formações Ordovícicas (Sousa, 1983b; Pinto & Sousa, 1988; Silva *et al.*, 1990a, b; Silva & Ribeiro, 1994).

A formação da Desejosa caracteriza-se pela ocorrência de xistos listrados numa sequência bastante monótona. O aspecto listrado deve-se às alternâncias finas de níveis filíticos escuros com psamitos esbranquiçados.

São também frequentes em determinadas zonas – Castelo Melhor, Almendra, Ribeira de Aguiar e Quinta da Foz do Mosteiro – níveis calcossilicatados, sobretudo metagrauques calcossilicatados (Ramos *et al.*, 1978; Sousa, 1981; Oliveira, 1982; Silva & Ribeiro, 1991, 1994; Gaspar, 1997).

Segundo Silva & Ribeiro (1991, 1994) as litologias desta formação sobrepõem-se, de forma gradual, à formação de Pinhão, sendo que o seu contacto superior pode ser gradual ou brusco. A passagem às formações de São Gabriel e Quinta da Ventosa é gradual. Pelo contrário, em alguns locais é visível, dificultado pelos depósitos de vertente, a discordância angular entre a formação de Desejosa e os quartzitos ordovícicos do Arenigiano, mais precisamente nas envolventes aos sinclinais de Poiares e Moncorvo.

III.1.2. Ordovícico

A região é marcada pela deposição de sedimentos ordovícicos de duas idades distintas: do Tremadociano, as formações de São Gabriel e da Quinta da Ventosa; Arenigiana, a formação Quartzítica.

Formação de São Gabriel (Ga)

As melhores exposições ocorrem junto à capela de São Gabriel, a noroeste de Castelo Melhor, no sinclinal com o mesmo nome. Ocorre ainda uma pequena mancha a norte de Barca D'Alva, tratando-se de uma exposição residual (Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

Corresponde a uma sequência listrada, com transição gradual quer para a formação da Desejosa (subjacente), quer para a formação Quartzítica suprajacente. Não

se observam entre estas formações qualquer discordância. As litologias listradas da formação da Desejosa tornam-se gradualmente mais claras e os níveis filíticos escuros são progressivamente substituídos por níveis ferruginosos, contendo cristais de minerais metálicos (óxidos e/ou sulfuretos) (Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

Formação de Quinta da Ventosa (Ve)

Esta unidade é essencialmente constituída por sedimentos detríticos, de matriz pelítica e clastos de material silicioso (Rebelo, 1983/85).

Aflora em três pequenas manchas, uma a sul do sinclinal Ordovícico de Poiães, a este e sudeste de Calvário, e a oeste do vértice geodésico da Mulher. Tal como a formação anterior, a passagem é gradual, sem discordância com as formações inferior e superior.

Formação Quartzítica (Oa)

Esta formação, tal como foi definida por Ribeiro & Rebelo, (1971; cit. Silva & Ribeiro, 1994) e Ribeiro (1974), compreende da base para o topo, as seguintes litologias: quartzitos inferiores, xistos intermédios e quartzitos superiores, e psamitos superiores. Na região de AB apenas estão presentes as primeiras.

Da base para o topo, esta formação é caracterizada por uma alternância de bancadas de quartzitos claros compactos (por vezes ferruginosos) ou acinzentados, impuros, com filitos e quartzofilitos cinzento-escuros ou mesmo negros, e rosados, em bancadas de espessura variável (Silva & Ribeiro, 1994).

Localmente, como no caso do vale da Ribeira do Mosteiro (NE de Barca D'Alva), os quartzitos passam a metaconglomerados. Esta litologia possui uma matriz pelítica em tons de cinza-escuro e calhaus elipsoidais de filitos grafitosos. De referir a existência de fosforites nestes metaconglomerados (Silva & Ribeiro, 1994; Gaspar, 1997).

A passagem da formação de Quinta da Ventosa a esta formação é gradual e concordante. Nos locais onde aquela formação não se depositou, a formação Quartzítica assenta em discordância angular sobre as litologias do CXG, neste caso sobre a formação de Desejosa. No sinclinal de Castelo Melhor, esta formação assenta em concordância sobre as litologias da formação de São Gabriel.

III.2. TECTÓNICA E ESTRUTURA

A cintura Varisca é caracterizada por várias zonas geotectónicas, de direcção aproximada E-O, com características paleogeográficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas particulares.

A região estudada situa-se na Zona Centro-Ibérica (ZCI), definida por Julivert *et al.* (1974), na sua parte autóctone. A ZCI encontra-se entre as zonas Oeste Asturiana-Lionesa (ZOAL), a NNE, e a Ossa-Morena, a SSO (Figura III.2).

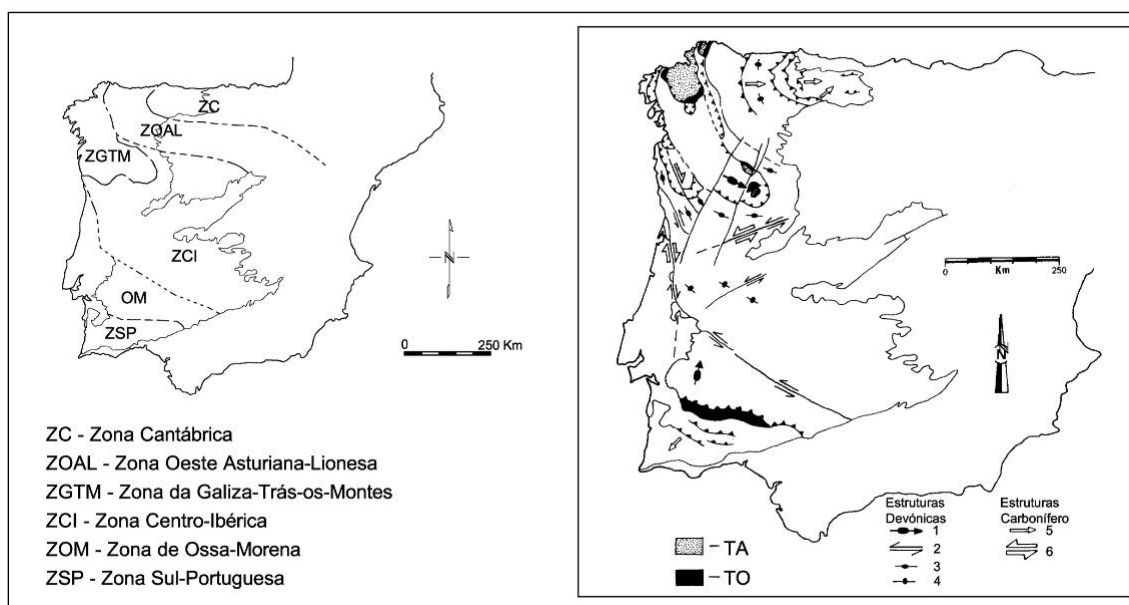


Figura III.2. Subdivisão zonal da Cadeia Varisca Ibérica, à esquerda (adaptado de Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Farias *et al.*, 1987); à direita, estruturas Variscas maiores da Península Ibérica, segundo Dias & Ribeiro (1995). Legenda: TA – terrenos alóctones; TO – terrenos ofiolíticos; (1) sentido do cisalhamento Devonico; (2) zona de cisalhamento do Devonico; (3) estiramento segundo *b*; (4) estiramento segundo *a*; (5) sentido do cisalhamento do Carbonifero; (6) zona de cisalhamento do Carbonifero.

A ZCI corresponde ao domínio axial duma pronunciada virgação denominada Arco Ibero-Armoricano (Matte & Ribeiro, 1975; Matte, 1986; Dias & Ribeiro, 1995), correspondendo à espinha do Maciço Hespérico.

A estruturação geral da ZCI é controlada principalmente pela actuação da orogenia Varisca. No entanto, existem evidências de uma deformação ante-Varisca, marcada por duas grandes discordâncias angulares (Díez Balda *et al.*, 1990). A mais antiga separa duas unidades estratigráficas do Proterozóico superior (Alcudiano inferior e o Alcudiano superior). Esta deformação, de idade Vendiana, produziu um dobramento

incipiente, sem xistosidade e/ou metamorfismo (Ortega *et al.*, 1986; cit. Díez Balda *et al.*, 1990).

A segunda deformação ante-Varisca, e a mais importante, é atribuída à orogenia Caledónica, mais concretamente à fase Sarda (Lotze, 1956, cit. Díez Balda *et al.*, 1990; Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979; Díez Balda *et al.*, 1990). Esses movimentos sardos criaram uma importante discordância na base do Tremadociano, entre o Quartzito Armoricano e os metassedimentos do Ordovícico inferior (Díez Balda *et al.*, 1990). Na região de Trás-os-Montes estruturou dobras conjugadas do tipo “box-fold”, com grandes flancos sub-horizontais e outros flancos subverticais, mais curtos, e charneiras E-O a NE-SO (Ribeiro, 1974).

A deformação ante-Varisca não produziu deformações ou mesmo metamorfismo assinaláveis. Foi a deformação associada à orogenia Varisca, a responsável principal pelo metamorfismo e deformação observadas na ZCI.

Assim, na ZCI são três as fases principais, sobrepostas, consideradas como responsáveis pela estruturação desta parte da Cadeia Varisca – D_1 , D_2 e D_3 – esta última de idade Vestefaliana; mais uma deformação tardi-Varisca, já em regime frágil (Ribeiro *et al.*, 1979; Noronha *et al.*, 1979, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990; Dias & Ribeiro, 1995) (Figura III.3).

A primeira fase de deformação Varisca (D_1) gerou dobras maioritariamente NO-SE, subverticais, com grande comprimento de onda numa zona mais central, a partir do qual divergem dois sectores com dobras vergentes para SO (e.g., serra de Valongo) e NE (e.g., serra do Marão). A este dobramento está associada uma xistosidade S_1 , paralela aos planos axiais das dobras, nem sempre penetrativa (Ribeiro *et al.*, 1979; Díez Balda *et al.*, 1990).

A segunda fase de deformação (D_2) é bastante local e origina cisalhamentos sub-horizontais, em particular mais a Norte. Afecta os granitóides ante-Variscos e Variscos precoces, gerando lineações de estiramento. Desenvolve-se no núcleo de antiformas, em zonas de médio a elevado grau metamórfico (Díez Balda *et al.*, 1990). Ainda segundo estes autores, nestas zonas, D_2 gerou dobras menores fortemente assimétricas que afectaram a clivagem S_1 e desenvolveram uma xistosidade sub-horizontal. É também durante esta fase que ocorrem importantes cavalgamentos.

A fase D_3 produz dobras subverticais, coaxiais com as de D_1 , mas de menor amplitude e maior comprimento de onda. Têm uma direcção N100°E a N120°E de eixos sub-horizontais, desenvolvendo uma clivagem de crenulação S_3 . Associadas a esta fase

de deformação, existem importantes zonas de cisalhamento sinistróginas e dexas de componente distensiva, OSO-ENE a ONO-ESE e NO-SE, respectivamente.

Um exemplo destas estruturas é o caso da zona de cisalhamento Juzbado–Penalva do Castelo (Díez Balda *et al.*, 1990). Para alguns autores, esta zona de cisalhamento estaria em actividade desde D₁ (Iglesias & Ribeiro, 1981a, b; Regêncio Macedo & Portugal Ferreira, 1981).

A deformação tardi-Varisca, frágil, gera importantes desligamentos esquerdos NNE-SSO e NE-SO, que cortam e rejeitam as estruturas anteriores.

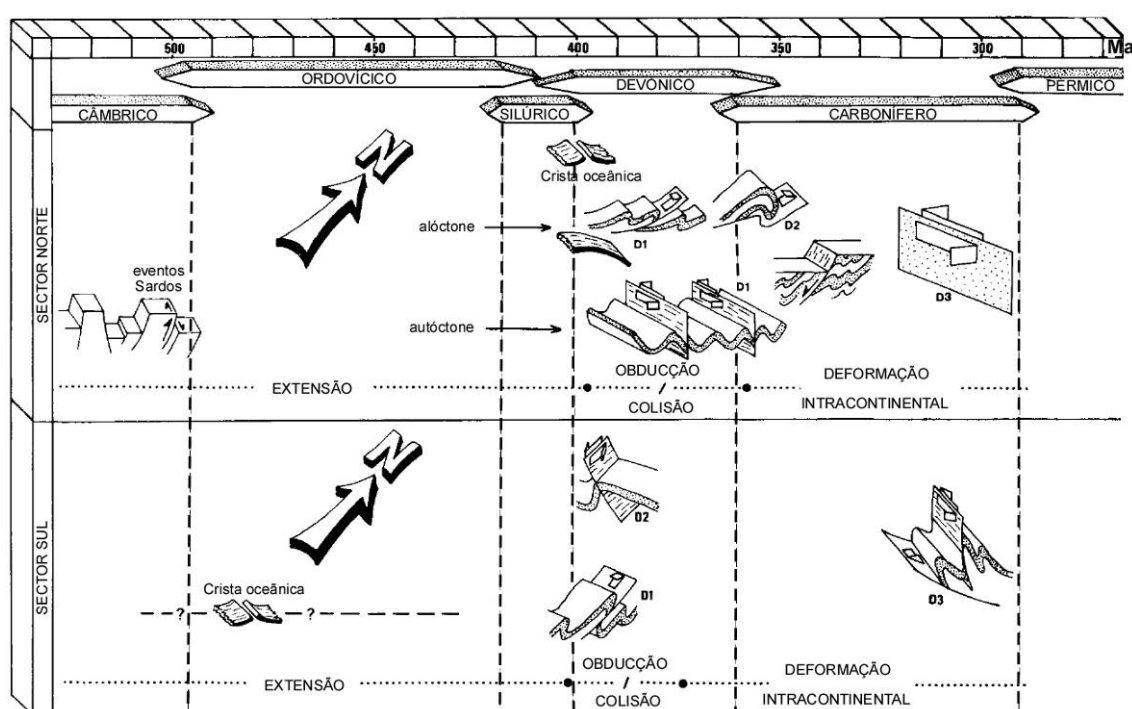


Figura III.3. Esquema temporal dos principais eventos de deformação durante o ciclo Varisco na Península Ibérica (adaptado de Dias & Ribeiro, 1995).

Além dos carreamentos ante-Variscos, que duplicaram as séries estratigráficas mais antigas do CXG (Silva & Ribeiro, 1985), a estrutura da região estudada é afectada principalmente pela actuação de D₁ e D₃, e por movimentos mais tardios, não havendo indícios que apontem para actuação de D₂.

A estrutura geral da região AB corresponde a uma sucessão de dobras anticlinais e sinclinais, de direcção aproximada ONO-ESE, de eixos sub-horizontais, geradas por D₁. Este efeito poliarmónico estende-se desde o sinclinal de Poiães até ao flanco norte do antifforma Lamego-Penedono-Escalhão. (Silva & Ribeiro, 1991, 1994). Ao longo da estrada que liga Escalhão a Barca D'Alva ocorrem também dobramentos menores. A

xistosidade associada a estas dobras (S_1) é de plano axial, bem visível nas zonas de charneira.

A terceira fase Varisca (D_3), menos intensa e penetrativa, é coaxial da primeira, que se manifesta por uma clivagem de crenulação que afecta a xistosidade anterior e desenvolve uma lineação sublinhada por porfiroblastos de biotite (López-Plaza *et al.*, 1982; Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

O contacto entre os metassedimentos e os granitos do CGML é bastante rectilíneo, salvo a zona a ocidente e oriente do rio Côa, o que sugere um contacto tectónico, através de uma falha anterior, e que porventura terá facilitado a ascensão magmática. No contacto entre estas duas unidades litológicas, além da verticalização dos metassedimentos, ocorre “boudinage” dos leitos mais competentes e dos filões (Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

Ainda segundo estes mesmos autores, as falhas observadas na região são de dois tipos distintos: desligamentos esquerdos orientados segundo NNE-SSO, e cisalhamentos esquerdos OSO-ENE, aproximadamente concordantes com essas estruturas anteriormente descritas.

Como foi referido, os cisalhamentos esquerdos estão relacionados com a deformação Varisca D_3 . Também relacionado com esta mesma fase de deformação, está o cisalhamento dúctil da Quinta dos Boais (OSO-ENE), que afectou principalmente os granitos aí existentes. Esta estrutura é em tudo idêntico ao cisalhamento de Juzbado–Penalva do Castelo (Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

A deformação tardi-Varisca, frágil, gera importantes desligamentos esquerdos NNE-SSO, que retalham as estruturas previamente descritas. Esta fracturação tardi-Varisca está bem representada pelo grande acidente Manteigas–Vilariça–Bragança, que constitui o limite ocidental da área estudada, e por falhas subparalelas, como a falha Estevais–Barca D'Alva (Cabral *et al.*, 1983/85; Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

III.3. MAGMATISMO E ROCHAS MAGMÁTICAS ASSOCIADAS

O magmatismo plutónico da ZCI é representado essencialmente por importantes volumes de granitóides sin-orogénicos Variscos, associados às fases de convergência e colisão.

Três períodos principais de génese para estes granitóides são reconhecidos: o primeiro episódio é contemporâneo do espessamento crustal (D_1); o segundo período, de relaxação térmica, é o mais importante em termos de volume – posterior às fases D_1 e D_2 Variscas, associado com a fase de deformação D_3 , marcada por dobras verticais e cisalhamentos dúcteis muito importantes (Noronha *et al.*, 1979, 1981; Iglesias & Ribeiro, 1981a; Díez Balda *et al.*, 1990); e por fim, um terceiro período, de magmatismo tardi-orogénico, associado a um regime de extensão (Castro *et al.*, 2000; Dias *et al.*, 2000).

Sendo assim, e tendo em conta a relação temporal entre o período de instalação e a terceira fase de deformação Varisca (D_3), os granitos Variscos Ibéricos podem ser divididos em três grandes grupos (Ferreira *et al.*, 1987):

1. sin-orogénicos, ante- D_3 ;
2. sin-orogénicos, sin- a tardi- D_3 ;
3. tardi- a pós-orogénicos.

Apoiado nas relações acima descritas e com base petrográfica e geoquímica, estes granitos podem ser divididos em dois grandes grupos: granitos de duas-micas e granitos biotíticos.

Os granitos de duas-micas são, de um modo geral, sin- a tardi- D_3 (320 – 305 Ma), leucocratas, resultantes da cristalização de magmas peraluminosos húmidos, gerados em níveis crustais médios a inferiores, por fusão parcial de rochas metassedimentares aluminosas metapelíticas (Capdevila *et al.*, 1973; Pinto *et al.*, 1987; Dias *et al.*, 1990; Noronha, 2007; Dias *et al.*, 2010).

O segundo grupo, granitóides biotíticos, são rochas calcoalcalinas, originadas por fusão parcial de materiais de níveis profundos (Capdevila *et al.*, 1973). Estes podem ser ante- a sin- D_3 (> 321 – 312 Ma); tardi- D_3 (311 – 305 Ma), tardi- a pós- D_3 (aproximadamente 300 Ma) e pós- D_3 (299 – 290 Ma) (Dias *et al.*, 1998, 2010).

Na região de estudo, assim como em todo o campo aplitopegmatítico da FA, grande parte da litologia é dominada por rochas graníticas de duas-micas. A sul, a grande mancha do Complexo Granítico Mêda–Penedono–Lumbrals; a NE, o Granito de Saucelle; e, o granito de Feli (não aflorante), detectado por sondagens de prospecção a uma profundidade aproximada de 100 metros, na zona entre a mina de Riba D’Alva (Freixo de Espada-à-Cinta) e da mina Feli (La Fregeneda, Espanha).

III.3.1. Complexo Granítico de Mêda–Penedono–Lumbrals (CGML)

Assim denominado por Bea *et al.* (1987), corresponde à maior mancha granítica da região, e delimita a área estudada a sul. Na área de estudo – entre a falha da Vilariça e Espanha – este complexo granítico é constituído por diferentes fácies, de contactos transicionais e evidências de intrusões mais recentes nas mais antigas. São quase na sua totalidade sin- D_3 , com a excepção de manchas de pequenas dimensões, mais tardias em relação à terceira fase de deformação Varisca (Silva & Ribeiro, 1991, 1994; Ribeiro, 2001). Os granitos sin- D_3 do CGML, instalam-se no antiforma Lamego–Penedono–Escalhão, associados ao cisalhamento dúctil D_3 Escalhão-Quinta dos Boais (Figura III.4).

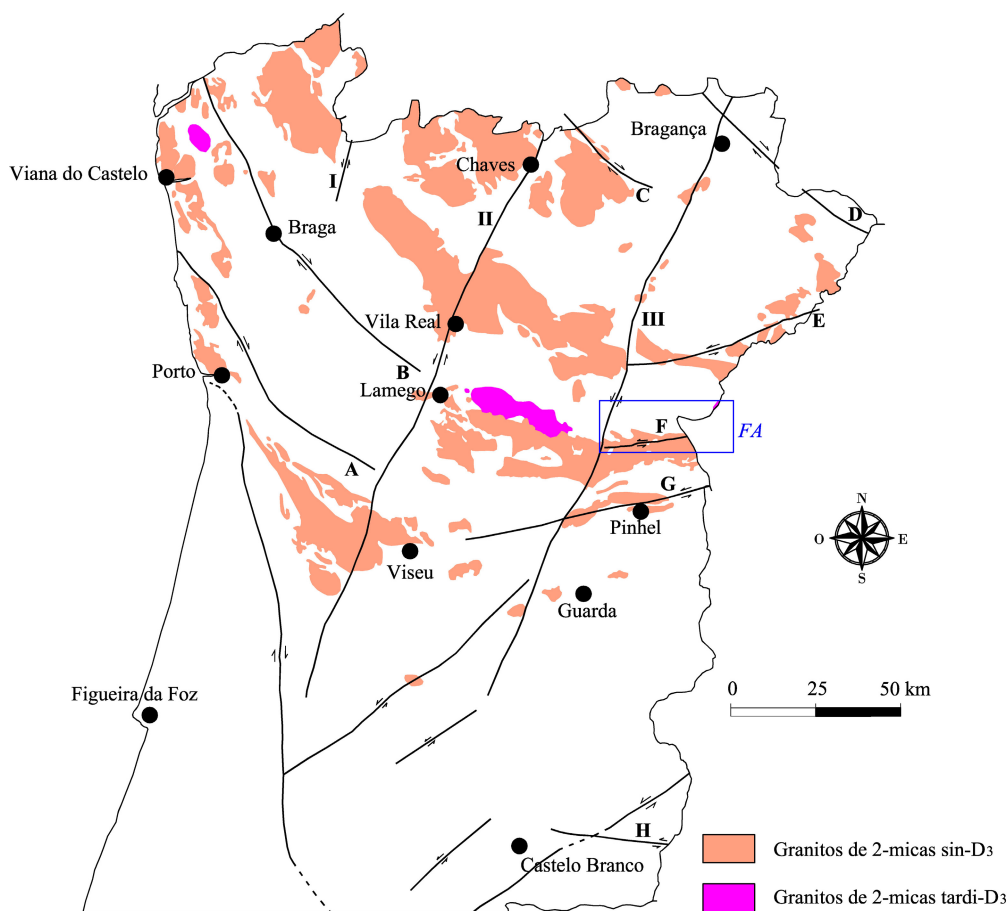


Figura III.4. Relação dos granitóides sin-orogénicos de duas-micas, sin- a tardi- D_3 , com as zonas de cisalhamento dúctil do Norte da ZCI (adaptado de Ferreira *et al.*, 1987). Legenda: FA – Campo Aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra; I – falha Gerês–Lovios; II – falha Régua–Verin; III – falha da Vilariça; A – cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico–Beirão; B – cisalhamento Vigo–Régua; C – cisalhamento Laza–Rebordelo; D – cisalhamento Vivero–Ifanes; E – cisalhamento Moncorvo–Bemposta; F – cisalhamento Escalhão–Quinta dos Boais; G – cisalhamento Trangentia–Penalva do Castelo.

Correspondem a leucogranitos peraluminosos, de duas-micas, heterogéneos, de grão médio a fino, por vezes porfiróide (Carnicero, 1981; Ferreira *et al.*, 1987; López Plaza & Martínez Catalán, 1987; Silva & Ribeiro, 1991, 1994; Ribeiro, 2001). A sua intrusão terá ocorrido entre os 320 e os 305 Ma (Dias *et al.*, 2010).

São seis as fácies, bastante heterogéneas, que afloram neste complexo granítico, as cinco primeiras sin-tectónicas relativamente a D₃ e a última delas, granito de Quinta Vale Flor, tardi-D₃.

De seguida, e tendo por base a descrição de Silva & Ribeiro (1991, 1994) e Ribeiro (2001), faz-se uma breve descrição dessas fácies:

Granodiorito de Chãs–Amargo (γ'Δ)

É um granitóide, de grão fino a médio, essencialmente biotítico, de tons escuros, o que o torna bastante distinto das restantes fácies do CGML.

Distribui-se por seis pequenas manchas entre Chãs e Vilar de Amargo, nas proximidades do vale da Vilariça (Silva *et al.*, 1990a, b)

Passa gradualmente a fácies intrusivas, como são os casos dos granitos de Tomadías, Mêda–Escalhão, Santa Comba–Algodres e Ribeira de Massueime–Galegos.

Granito de Tomadías (γ'f)

Este é um granito de grão fino, duas-micas e que, localmente, pode assumir tonalidades escuras.

Nas regiões de Quinta dos Boais e Galegas de Cima, contacta com a formação de Rio Pinhão, que metamorfiza e intrui de forma a conservar as estruturas dos metassedimentos, o que lhe confere uma textura orientada. O contacto com as restantes fácies graníticas é gradual. Ainda nesta zona, e devido ao cisalhamento da Quinta dos Boais, o granito está bastante cisalhado segundo OSO-ENE.

Nestas manchas são, muitas vezes, observáveis pequenas concentrações de biotite, que devem, segundo os autores supracitados, corresponder a restites metassedimentares.

O seu modo de jazida, considerado periférico de outras fácies graníticas, confere-lhe um carácter de fácies de bordadura.

Granito de Mêda–Escalhão ($\gamma'm$)

É sem dúvida a litofácies mais representativa do CGML, actuando como matriz das restantes fácies. É uma rocha homogénea, leucocrata (cinzento-clara), de grão médio e duas-micas – localmente com predomínio de biotite.

Também esta fácies é afectada segundo uma faixa OSO-ENE, pelo cisalhamento da Quinta dos Boais.

Segundo Gaspar (1997), Ribeiro (2001) e Vieira & Lima (2005a, b), trata-se de uma rocha geoquimicamente diferenciada quando comparada com as outras fácies.

Granito de Santa Comba–Algodres ($\gamma'g$)

Este é um granito de grão grosseiro, duas micas (com predomínio da moscovite), leucocrata de tons cinzentos. O seu alinhamento cartográfico, grosso modo NE-SO, sugere que a abertura de espaço para a sua intrusão ocorreu por movimentação dos cisalhamentos regionais.

Granito de Galegos–Ribeira de Massueime ($\gamma'\pi m$)

Esta litofácies possui características litológicas e texturais semelhantes às do granito de Mêda–Escalhão. Corresponde a um granito porfirítico, leucocrata, com grandes cristais de feldspato (por vezes orientados) e maior percentagem de biotite, quando comparado com o granito de Mêda.

Tal como as restantes fácies, a passagem aos outros granitos é gradual.

Granito de Quinta Vale Flor (γmt)

Como já foi referido antes, trata-se de uma fácies mais tardia relativamente à terceira fase de deformação Varisca (tardi-D₃), constituindo pequenas manchas no seio das fácies mais precoces.

É um granito leucocrata, moscovítico, de granularidade média a fina, com turmalina. Encontra-se localmente cisalhado.

III.3.2. Granito de Saucelle (SC)

O Granito de Saucelle corresponde, em território nacional, a uma pequena mancha granítica a nordeste de Barca D'Alva, junto à barragem de Saucelle, e que se prolonga para o lado oriental do campo aplitopegmatítico FA, onde tem maior expressão.

São granitos tardi-D₃, peraluminosos, de duas-micas (essencialmente moscovíticos) e grão médio a grosseiro, instalados no antiforma Vila Real–Carviçais (López-Plaza *et al.*, 1982; López-Plaza & Carnicero, 1987; Silva & Ribeiro, 1994).

Na carta geológica 15–B, à escala 1/50.000 – Freixo de Espada à Cinta – é denominado por Granito de Chão de Calvo (Silva *et al.*, 1990a, b; Silva & Ribeiro, 1994).

Para uma descrição petrográfica e geoquímica mais detalhada das diferentes fácies acima descritas, recomendam-se os trabalhos de Silva & Ribeiro (1991, 1994), Gaspar (1997) e Ribeiro (2001).

III.3.3. Granito não aflorante de Feli (F)

São vários os autores que aludem à existência de uma cúpula granítica, não aflorante, na zona da mina de Feli (La Fregeneda, Espanha) (Carnicero, 1981; Viegas *et al.*, 1983-85; Mangas & Arribas, 1988; Martín-Izard *et al.*, 1992; Gaspar, 1997).

Pela observação da amostra do testemunho de sondagem que nos foi possível obter, trata-se de um granito claramente leucocrata, essencialmente moscovítico, de grão fino a médio, e de textura hipidiomórfica.

As evidências de deformação são diminutas e incipientes, com alguma extinção ondulante do quartzo como principal evidência deformativa, sem alinhamentos claros. Apresenta albitização e sericitização do feldspato potássico, acompanhada de zinnwalditização de algumas moscovites.

A albite predomina claramente sobre o feldspato potássico, com quartzo abundante. A moscovite é a principal mica (>> biotite cloritizada), com turmalina, apatite e sulfuretos alterados, como fases minerais acessórias.

III.3.4. Filões e Massas

As principais estruturas filonianas dominantes da região, e principal alvo de estudo deste trabalho, são os aplitos, aplitopegmatitos e pegmatitos. O resultado desse estudo será descrito nos capítulos subsequentes, pelo que aqui serão descritas outras estruturas filonianas da região.

Pórfiro granítico e riolítico (π)

Trata-se de uma estrutura filoniana intrusiva, vertical, de direcção aproximada de O-E a OSO-ENE, que corta os granitos e os metassedimentos.

Corresponde a uma rocha leucocrata de textura afanítica porfírica, com composição granítica, onde se destacam os fenocristais de feldspato.

No contacto com as rochas encaixantes, os cristais de feldspato desaparecem e a matriz torna-se fina, correspondendo a uma textura riolítica.

Quartzo

Os filões de quartzo são muito comuns em toda a região, em especial nas proximidades dos granitos do CGML. Intruem os metassedimentos segundo duas direcções principais de fracturação frágil: NNE-SSO e OSO-ENE.

São constituídos basicamente por quartzo leitoso, branco, geralmente sem mineralizações associadas.

Uma excepção a esta ausência de mineralização é o caso dos filões com cassiterite da Mina de Feli (La Fregeneda, Espanha). É uma estrutura filoniana tipo “stockwork”, intersectada pelos pegmatitos com mica litinífera e espodumena desta exploração. Além do quartzo, contém também moscovite, feldspato potássico e albite (Roda, 1993; Roda *et al.*, 1999, entre outros).

III.4. METAMORFISMO

Na Zona Centro-Ibérica o metamorfismo regional é geralmente de baixo grau, na fácies dos xistos-verdes, sendo que, nas zonas mais internas e altamente erodidas da cintura de dobras Variscas, as estruturas em domo e antiformas coincidem, de modo geral, com zonas de mais alto grau. Este efeito gera uma distribuição das isógradas, em cinturas ou faixas, relacionadas com o plutonismo granítico orogénico (Martínez *et al.*, 1988; Martínez *et al.*, 1990). Este processo implicou a sobreposição de eventos metamórficos.

Sendo assim, as isógradas Variscas mais antigas, caracterizadas por paragénese prógradas do tipo Barroviano de granada-estaurolite-(distena), de mais alta P , estão relacionadas com o primeiro evento metamórfico ante- D_3 , entre as fases de deformação D_1 e D_2 , pelo espessamento crustal (Martínez *et al.*, 1988; Martínez *et al.*, 1990; Ábalos *et al.*, 2002).

Estas isógradas são cortadas por outras mais recentes, típicas de condições retrógradas de fácies dos xistos-verdes, marcadas por minerais como a andaluzite, cordierite e silimanite (Martínez *et al.*, 1988, 1990, Ábalos *et al.*, 2002). Estão claramente relacionadas com o clímax intrusivo, ou seja, um pico térmico que Oen (1970) designa de plutonometamorfismo. Este episódio metamórfico de baixa P terá ocorrido entre 330 – 315 Ma (Namuriano-Vestefaliano) (Pinto, 1983), e está relacionado com a terceira fase de deformação Varisca (D_3).

Esta sequência de eventos gera um padrão evolutivo das condições tectono-metamórficas no sentido dos ponteiros do relógio (“clockwise PT path”) típico de uma orogénese de colisão, em que a evolução que sucede um episódio prógrado, relacionado com o espessamento crustal, está fortemente controlada pelo subsequente adelgaçamento e “uplift” (Valle Aguado *et al.*, 1993; Díez Balda *et al.*, 1995; Valle Aguado *et al.*, 2005)

Na área da FA, o episódio de sobreposição metamórfica por plutonometamorfismo está bem representado, com o grau metamórfico a aumentar para sul, paralelamente ao antiforma de Lamego-Penedono-Escalhão, onde estão instalados os granitos do CGML.

As isógradas cartografadas orientam-se, grosso modo, segundo O-E, tal como o contacto dos granitos com os metassedimentos do CXG, e foram afectadas pelos acidentes tectónicos tardi-Variscos (Silva *et al.*, 1990a, b; Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

Pela Figura III.5, pode-se analisar que durante a primeira fase de deformação Varisca (D_1) os metassedimentos, provavelmente, não terão ultrapassado a isógrada da

clorite, mas durante e após a terceira fase, as isogeotermas subiram ao longo dos eixos dos antiformas, mantendo-se aproximadamente estacionárias nas zonas sinclinais intermédias.

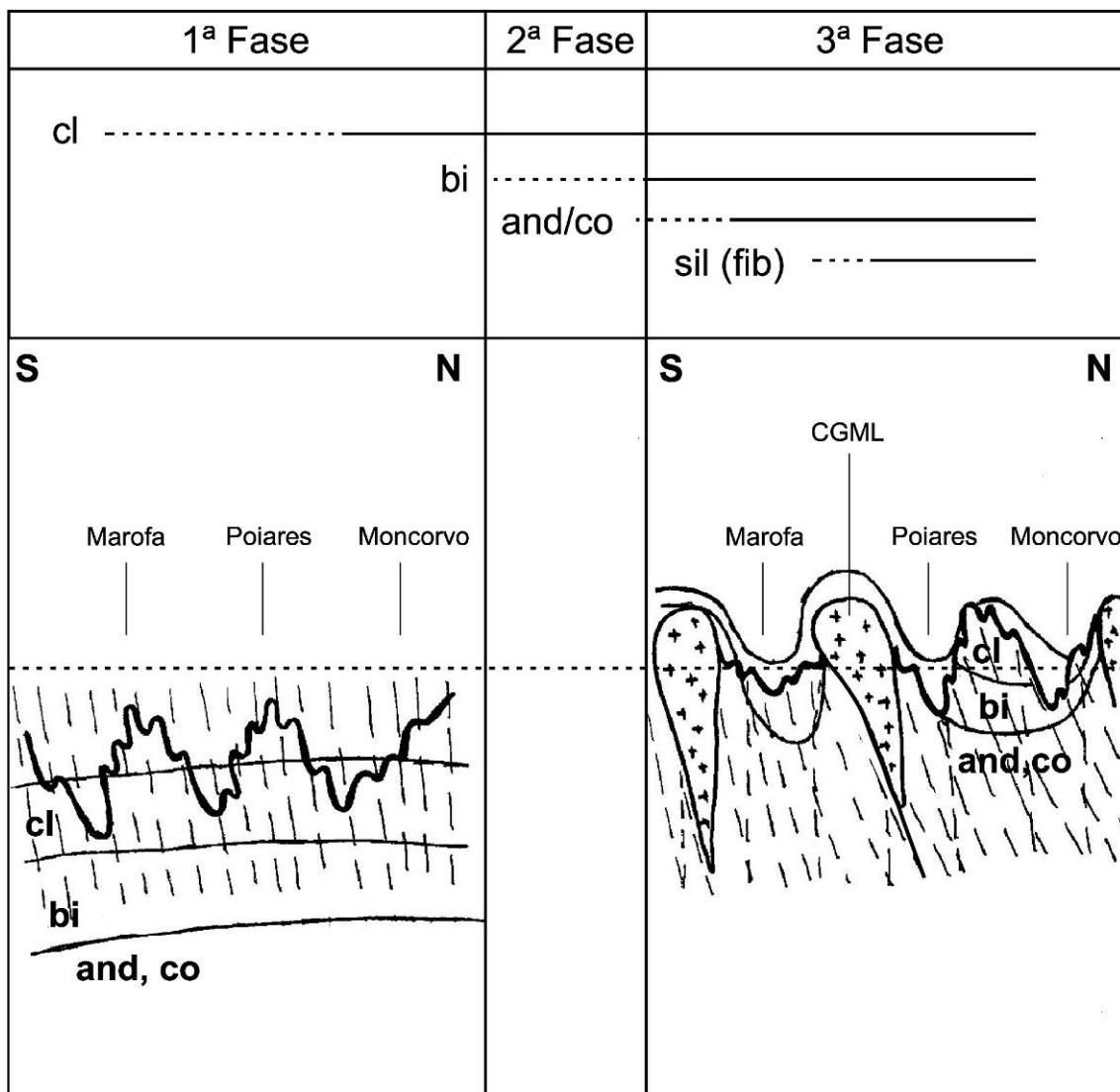


Figura III.5. Representação esquemática da recrystalização metamórfica e evolução das isogeotermas durante os episódios principais da orogenia Varisca, na região de Almendra-Barca D'Alva (adaptado de Silva & Ribeiro, 1994). Legenda: cl – clorite; bi – biotite; and – andaluzite; co – cordierite; sil – silimanite; fib – fibrolite; CGML – Complexo Granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals; linha tracejada horizontal – superfície abaixo do nível de erosão; tracejado verticalizado – clivagem.

A clorite, seguida da biotite, são os minerais-índice de maior expressão cartográfica (Silva & Ribeiro, 1991, 1994).

A clorite, mineral indicativo do mais baixo grau observado na região estudada, ocorre em toda a área, com exceção da faixa mais próxima dos granitos do CGML. As

associações metamórficas mais frequentes desta zona correspondem a moscovite ou clorite-moscovite com a moscovite sempre anterior a S_1 , enquanto a clorite se forma sin- D_1 e prolongando-se até D_3 (Carnicero, 1982; Silva & Ribeiro, 1994).

O aparecimento da biotite marca a passagem a uma nova zona – biotite – que é a mais extensa da região, persistindo nas associações mineralógicas, até ao contacto com os granitos (Silva & Ribeiro, 1991, 1994). Caracteriza-se pelas associações biotite-moscovite-clorite e biotite-moscovite (Carnicero, 1982).

A passagem à zona da andaluzite-cordierite está marcada pelo aparecimento destes dois minerais, especialmente da andaluzite (Carnicero, 1982; Silva & Ribeiro, 1994). As associações mais características, são biotite-clorite-moscovite-andaluzite, biotite-moscovite-andaluzite e biotite-moscovite-andaluzite-cordierite. Os porfiroblastos andaluzíticos conferem ao metassedimentos um aspecto mosqueado.

De referir ainda que, para ocidente, na zona entre a falha da Vilariça e Almendra, surgem granada e estaurolite nas associações minerais, com a primeira a surgir já na zona da biotite e a permanecer até ao contacto com o CGML (Silva & Ribeiro, 1991).

O aparecimento de fibrolite marca a passagem à zona da silimanite. Esta zona está restrita a estreitas faixas próximas do contacto com o CGML e às manchas da formação de Rio Pinhão no interior deste mesmo complexo granítico. Desenvolvem-se associações de biotite-silimanite-moscovite e biotite-silimanite-feldspato potássico (Carnicero, 1982; Silva & Ribeiro, 1991; 1994).

Por último, Corretgé & López-Plaza (1976) e Carnicero (1982) sugerem que as condições deste último episódio plutonometamórfico, corresponderiam a valores de aproximadamente 2 – 3,5 kbar de pressão e entre temperaturas a variar 610°– 680°C. Tais valores estão de acordo com o que é também sugerido por Martínez *et al.* (1990).

III.5. METALOGÉNESE E RECURSOS MINERAIS

O Maciço Hespérico, nomeadamente a ZCI, é sem dúvida dos mais importantes, com sucessivos períodos genéticos ante-, sin- e pós-Variscos, sendo esta época orogénica a mais produtiva do ponto de vista metalogénico (Tabela III.1).

Tabela III.1. Lista dos principais jazigos minerais das zonas ZGTM e ZCI em sequência cronológica, relativamente à orogenia Varisca (adaptado de Thadeu, 1989).

	ZGTM	ZCI
PÓS-		Jazigos filonianos de quartzo com metais-básicos; Jazigos filonianos com Au-Sb; Jazigos de U
VARISCOS	Jazigos filonianos de quartzo com Au-Ag; Jazigos tipo skarn com scheelite; Jazigos filonianos de quartzo com Sn-W Pegmatitos com Nb-Ta-Sn	Jazigos filonianos de quartzo com Ag-Pb-Zn. Pegmatitos com Sn-Li-Be
ANTE-		Jazigos tipo BIF em quartzitos

Há muito que são reconhecidos eixos de mineralização na ZCI (Cotelo Neiva, 1944c; Cerveira, 1952; Pereira *et al.*, 1993), controlados por diversos factores, dos quais sobressaem os petrogénicos e estruturais (Ribeiro, 1968; Thadeu, 1973, 1977; Schermerhorn, 1981; Derré, 1982; Derré *et al.*, 1982; Ribeiro & Pereira, 1982; Goinhas & Viegas, 1983; Noronha, 1988; Neiva, 2002; Noronha *et al.*, 2006).

A análise dos trabalhos supracitados, permite concluir que se tratam principalmente de três tipos:

1. Jazigos associados a granitos;
2. Jazigos vulcanogénicos;
3. Jazigos estratiformes, em formações metassedimentares e sedimentares, sem associação aparente com o magmatismo.

De entre estes destacam-se os jazigos do primeiro grupo – associados aos granitos – nomeadamente de Sn, W, Au e Li.

A distribuição destas ocorrências na ZCI alinha-se, grosso modo, com a estruturação Varisca, em estreita relação com os granitóides desta orogenia (obras dos autores anteriormente citados).

Segundo Noronha *et al.* (2006, e.g.), os jazigos de Sn e Li são maioritariamente do tipo aplítico, pegmatítico ou aplitepegmatítico, sin- a tardi-tectónicos.

No que diz respeito aos jazigos de W, e ainda segundo os mesmos autores, podem-se distinguir dois tipos: filões quartzosos e os skarns e/ou “skarnóides”. Na sua

generalidade, as mineralizações de W são tardias relativamente aos granitos pós-tectónicos. Contudo, há mineralizações de W que estão espacialmente associadas a granodioritos biotíticos ante- a sin-tectónicos.

Os jazigos de Au são predominantemente filonianos de ganga quartzosa, podendo também ocorrer em zonas silicificadas. Estes jazigos podem ser considerados como anteriores aos granitos pós-tectónicos (Noronha *et al.*, 2006).

A região de estudo enquadra-se na “Província metalogenética estano-tungstífera Ibérica”, definida por Coteló Neiva em 1944c, segundo o alinhamento transversal $W > Sn$, banda III de Derré (1982).

Esta é uma região de elevado potencial no que diz respeito aos recursos geológicos. Desde os metais, com mineralizações de Sn (cassiterite), W (scheelite e volframite) e Li (petalite, espodumena e lepidolite), até aos recursos não-metálicos para a indústria da cerâmica e do vidro (quartzo, feldspato e petalite).

As mineralizações de estanho, volframite e minerais de lítio ocorrem associadas a filões aplitepegmatíticos e de quartzo. Exemplos, ainda em actividade, destes recursos são as minas da Bajoca (Almendra), Feli e Alberto (estas duas últimas em La Fregeneda, Espanha).

As mineralizações de scheelite, parte integrante da denominada “Faixa Scheelítica do Douro” (Viegas *et al.*, 1979), ocorrem associadas aos níveis calcossilicatados do CXG, em skarns estratiformes ou filonianos. Os exemplos maiores destas ocorrências são as minas desactivadas de Riba D’Alva e Ribeirinha (Viegas, 1983; Gaspar, 1997).

Além destes recursos geológicos, há ainda a salientar a exploração de rochas graníticas para fins ornamentais.



CAPÍTULO IV. OS FILÕES DA FREENEDA-ALMENDRA

Figura da capa: *filão com petalite do Pombal, Barca D'Alva, Escalhão, Portugal.*

IV. OS FILÕES DA FREGENEDA-ALMENDRA

IV.1. CARACTERIZAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS FILÕES

Os corpos filonianos do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra (FA), na sua maioria aplitopegmatíticos, intruem principalmente os metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), sendo poucas as ocorrências intragraníticas.

Tendo em conta os critérios de Roda (1993, 1999) que assentam na mineralogia, morfologia, estrutura interna, relação com rocha encaixante e distribuição dos corpos filonianos, é possível distinguir 11 tipos de filões (Figura IV.1, Tabela IV.1 e mapa do Anexo C).

Durante este trabalho foi possível caracterizar aproximadamente três centenas de filões aplitopegmatíticos, principalmente na região portuguesa do campo da FA, entre Almendra–Barca D’Alva (AB), mas também algumas dezenas de novos corpos na área de La Fregeneda e Hinojosa del Duero (Espanha), nomeadamente ocorrências de filões aplitopegmatíticos mineralizados em petalite e espodumena.

As características principais dos diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da FA encontram-se listadas na Tabela IV.1, da página 67.

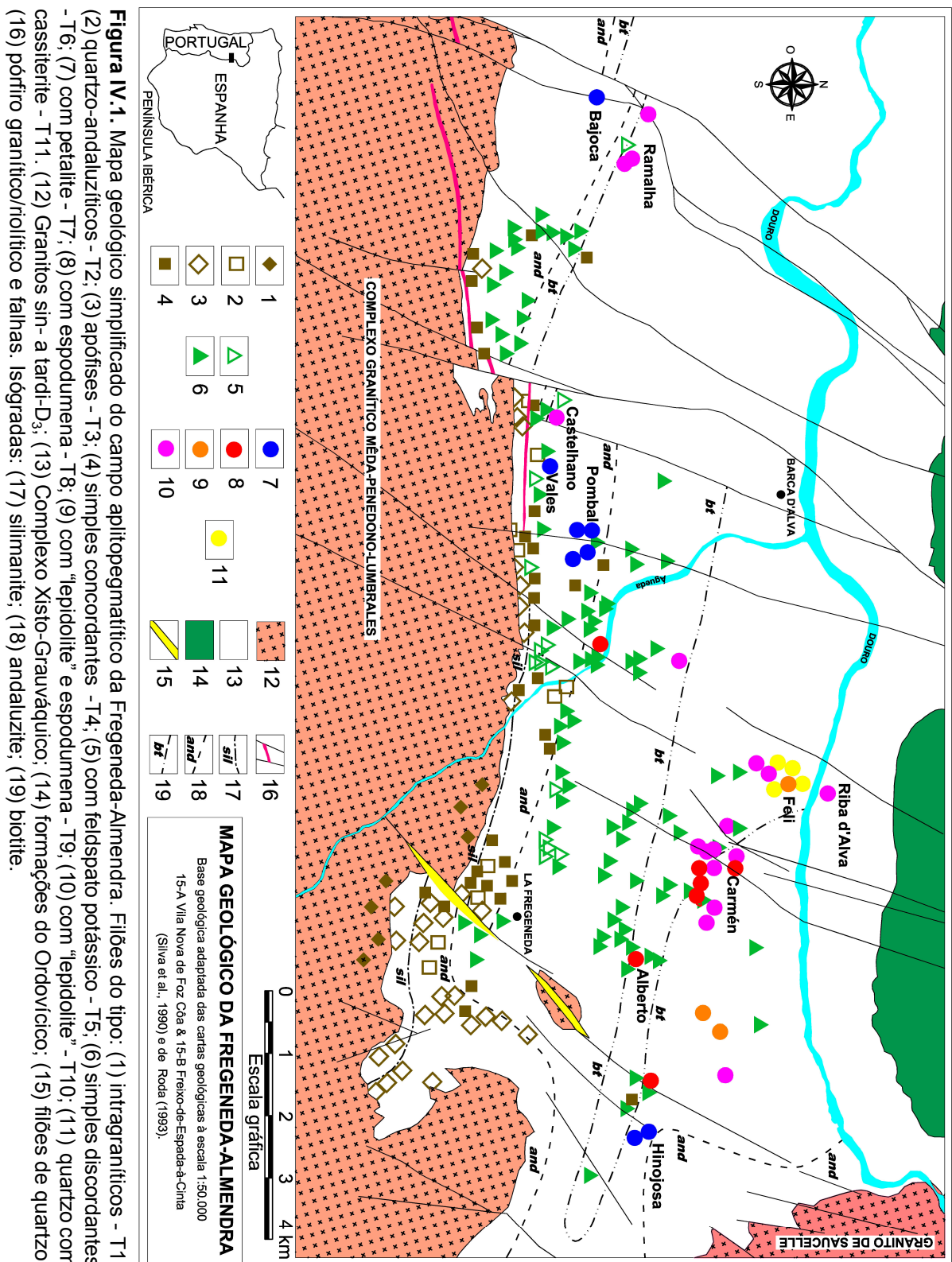


Tabela IV.1. Resumo das principais características dos filões do campo apilitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.

TIPO	MINERALOGIA		RELAÇÃO COM ROCHA ENCAIXANTE		MORFOLOGIA E ESTRUTURA	NOTAS	ENRIQUECIMENTO
	PRINCIPAL	OUTRA	GRAU METAMÓRFICO	ALTERAÇÕES			
1	Qtz, Kfs	Ms, Ab, Tur, Bt	(Intragranítico)	Filoniana; possança < 2 m	Raro; intruem o CGML	K, Al, Si, (B, P)
2	Qtz, And	Ms, Tur, Kfs	Andaluzite	Turmalinização	Filoniana concordante; possança < 50cm	Raro; boudinage	Al, Si, (B, K)
3	Qtz, Kfs, Ms	Ab, Tur, Bt, Pho-Fe-Mn	Silimanite e andaluzite	Massas irregulares, dimensão variável	Mais comum a oriente	K, Al, Si, (B, P)
4	Qtz, Kfs, Ms, Ab	And, Tur, Grt, Bt	Silimanite, andaluzite e biotite	Turmalinização	Filoniana concordante	Comum; texturas gráficas	Al, Na, B
5	Kfs, Qtz	Ms, Py	Andaluzite e biotite	Filoniana discordante; possança > 1m	Raro; feldspato potássico rosa	K
6	Qtz, Kfs, Ab, Ms	±Pho-Fe-Mn, ±Mbs, ±Tur, Cst, CT	Biotite e clorite	Turmalinização	Filoniana discordante; 10cm a 2m possança	Mais comum	K, Na, Al, Si, (P, Li)
7	Qtz, Pet, Ab, Kfs	Ms, Cst, CT, ±Mbs, Pho-Fe-Mn, ±Ecr	Andaluzite e limite And/Bt	Turmalinização	Filoniana discordante; pode atingir 30m	Mina da Bajoca e filões do Pombal e Hinojosa del Duero	Li, Sn, P
8	Qtz, Spd, Ab, Kfs; Pet	Ms, Mbs, Pho-Fe-Mn	Biotite e clorite	Turmalinização	Filoniana discordante; pode atingir 15m	Mina Alberto e filões de Valdecoso	Li, P (Sn)
9	Qtz, Ab, Kfs, mica-Li, Ms, Spd	Mbs, Cst, CT, Ap, ±Ecr, Pho-Fe-Mn	Biotite e clorite	Turmalinização	Filoniana discordante; zonamento interno	Mina Feli	Li, Sn, P, F, (Rb, Cs)
10	Qtz, Ab, mica-Li, Kfs	Ms, Cst, CT, Mbs	Biotite e clorite	Turmalinização	Filoniana discordante; possança < 3m	Mina Cármen e Riba d'Alva e filões Ramalha	Li, Sn, P, F, (Rb, Cs)
11	Qtz, Cst,	Ab, Ms, Kfs, CT, Ap	Clorite	Turmalinização e zinnwalditização	Filoniana discordante; possança < 50cm	Mina Feli; deformados; ricos cassiterite	Sn, K

Mineralogia: Qtz - quartzo; Kfs - feldspato potássico; Ms - moscovite; Ab - albite; Tur - Turmalina; And - Andalusite; Chl - clorite; Bt - biotite; Grt - granada; Py - pirite; Pho - fosfatos; Mbs - montebrasite; Pet - petalite; Spd - espodumena; Cst - cassiterite; CT - óxidos Nb-Ta; Ap - Apatite; Ecr - eucryptite. CGML – Complexo Granítico Média-Penedono-Lumbrals.

IV.1.1. Filões aplitopegmatíticos intragraníticos –T1

Afloram na zona de bordadura do Complexo Granítico Mêda-Penedono-Lumbrales (CGML) e resumem-se a uma dezena de afloramentos (Figura IV.1 e Anexo C).

Têm uma atitude que varia entre o N030° a N050°E – coincidente com o diaclasamento do granito – com inclinações subverticais. A possança é variável, podendo atingir os três metros.

A sudeste de Tomadiaz, nas denominadas “Minas da Lamega”, um destes filões foi explorado para obtenção de Sn e W, sendo só possível encontrar material nos encostos com o granito ou nas escombrelas.

São compostos maioritariamente por feldspato potássico, moscovite, albite e turmalina. É frequente a presença de biotite e fosfatos da série heterosite-purpurite.

É possível observar que a parte central destes corpos é composta maioritariamente por quartzo, sendo que nas zonas de contacto com o granito encaixante predomina a turmalina e moscovite e/ou biotite.

IV.1.2. Filões de quartzo e andaluzite – T2

Estes filões afloram nas proximidades do contacto com os granitos do CGML, na zona da andaluzite-silimanite, na formação do Pinhão (Pi) (Figura IV.1 e Anexo C).

A sua ocorrência não é de fácil detecção, quer pela sua possança – nunca superior a 50 centímetros – quer pelo facto de ocorrerem preferencialmente em zonas de actividade agrícola, onde é possível encontrar diversos blocos soltos destes filões.

Apresentam atitudes concordantes com a rocha encaixante (ONO–ESE) com inclinações variáveis. Encontram-se fortemente boudinados.

São constituídos essencialmente por andaluzite, com quartzo, moscovite, feldspato potássico e alguma turmalina (Figura IV.2).

IV.1.3. Filões e apófises aplitopegmatíticas – T3

São corpos de formas irregulares e de dimensões variáveis. Estes filões e apófises ocorrem muito perto dos granitos, preferencialmente nas áreas em que o

contacto do CGML com os metassedimentos do CXG é irregular. Afloram na zona da andaluzite-silimanite, nas formações do Pinhão e do Rio Pinhão (Ri) (Figura IV.1 e Anexo C).

A transição entre a fácies aplítica e pegmatítica é brusca. São compostos principalmente por quartzo, feldspato potássico e moscovite. Em menor quantidade, biotite, turmalina e fosfatos de Fe-Mn.

IV.1.4. Filões aplitopegmatíticos simples concordantes – T4

Ocorrem encaixados maioritariamente nas formações metassedimentares do Pinhão e Rio Pinhão, concordantes com a xistosidade (Figura IV.3). A rocha encaixante apresenta-se frequentemente turmalinizada na zona de contacto. Afloram perto da zona de contacto com o CGML, principalmente nas zonas da andaluzite, com algumas ocorrências na zona da silimanite (Figura IV.1 e Anexo C).

São constituídos principalmente por quartzo, feldspato potássico, moscovite e albite, com fases acessórias de turmalina, clorite, granada, biotite, apatite, fosfatos da série heterosite-purpurite e minerais do grupo da columbite-tantalite.

Em alguns afloramentos observa-se um certo zonamento interno, com a moscovite a crescer perpendicularmente ao contacto, à qual se segue uma zona de quartzo e feldspato potássico, com intercrescimentos gráficos de quartzo com feldspato potássico, aos quais se podem associar, nas zonas mais internas, turmalina e albite.

IV.1.5. Filões aplitopegmatitos com feldspato potássico – T5

Estes filões são relativamente escassos, aflorando nas proximidades do CGML, nas zonas metamórficas da andaluzite e biotite, distribuindo-se pelas formações do Pinhão e da Desejosa (De) (Figura IV.1 e Anexo C).

São discordantes da rocha encaixante – N-S a N030°E – com pendores subverticais.

O tom alaranjado, típico destes corpos, advém de serem constituídos maioritariamente por feldspato potássico e quartzo. Moscovite e pirite são outras fases minerais características destes filões (Figura IV.4).

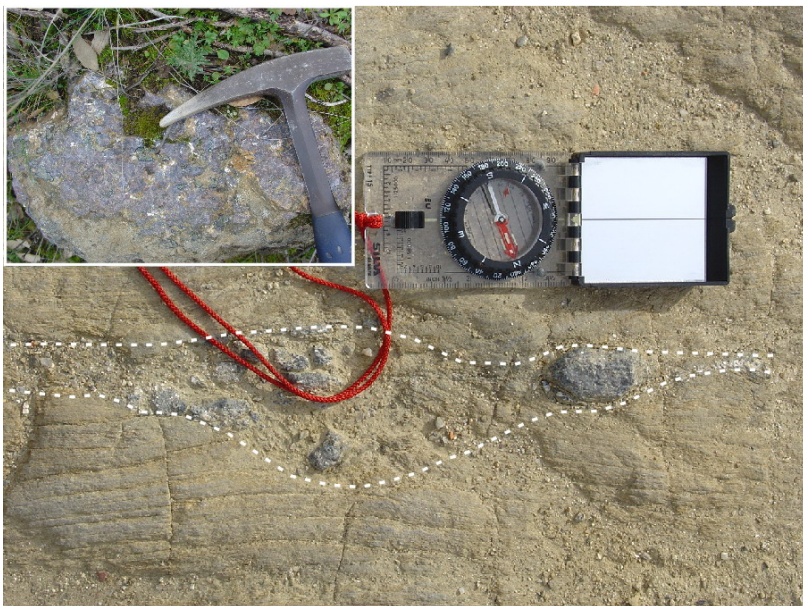


Figura IV.2. Filão de quartzo e andaluzite (T2) concordante, segundo N110°, com os xistos mosqueados andaluzíticos da formação do Pinhão. Lugar de Vales, Escalhão, Portugal. A janela mostra um bloco solto deste tipo de filão, típico das zonas de lavoura.



Figura IV.3. Filão aplite-pegmatítico simples do tipo 4, concordante com os metassedimentos da formação da Desejosa. Lugar de Vau, Escalhão, Portugal.



Figura IV.4. Filão aplite-pegmatítico do tipo 5 – especialmente rico em feldspato potássico. Lugar de Vau, Escalhão, Portugal.

IV.1.6. Filões aplitopegmatíticos simples discordantes – T6

Este é o tipo de filão mais abundante em AB, e desde logo no campo FA (Figura IV.1 e Anexo C). São discordantes dos metassedimentos encaixantes, com direcções a variar entre o N010° e o N040°, com inclinação próxima da vertical. A sua possança é muito variável (inferior a um metro, até vários metros) (Figura IV.5).

Afloram numa banda mais afastada dos granitos da área, em posições intermédias entre os filões antes descritos e os filões mineralizados com fases litiníferas (descritos mais adiante).

O metamorfismo regional é de baixo a médio grau – biotite, clorite e andaluzite – sendo que nas zonas de contacto é possível observar uma turmalinização moderada da rocha encaixante.

Mineralogicamente são constituídas por quartzo, feldspato potássico, albite e moscovite. Um aspecto a salientar é a ocorrência de cassiterite, óxidos de Nb-Ta e fosfatos. Nos corpos mais próximos do CGML surgem paragénese fosfatadas de Fe-Mn, tais como ferrisicklerite, allaudite, triplite e heterosite. Nos corpos mais afastados deste tipo ocorre a montebrasite. Estas ocorrências sugerem um ligeiro enriquecimento em P, F, Li e Sn, comparativamente com os tipos de filões previamente descritos.

Em alguns casos é possível distinguir a alternância de bandas pegmatíticas (quartzo+feldspato potássico+moscovite+albite) com bandas aplíticas de feldspato potássico ± (quartzo + moscovite). É ainda possível observar o crescimento tipo “comb-structure” dos feldspatos potássicos, podendo atingir os 20 centímetros de comprimento.

IV.1.7. Filões aplitopegmatíticos com petalite – T7

Estes filões afloram em zonas mais distantes do CGML, na zona de metamorfismo regional da andaluzite, ou muito próximo desta, nas formações do Pinhão e da Desejosa. É possível observar nos contactos a turmalinização da rocha encaixante.

São corpos claramente discordantes – N-S a N030°E – com pendor subvertical e possança superior a um metro (Figuras IV.6 e IV.7).

Não se identificou um zonamento interno aparente, apesar de se reconhecerem zonas mais ricas em petalite.



Figura IV.5. Filões aplitopegmatíticos simples discordantes do tipo 6. À esquerda afloramento N030°E dos filões sub-verticais, e à direita o mesmo filão a cortar quase ortogonalmente os metassedimentos N110°E da formação da Desejosa. Lugar de Vau, Escalhão, Portugal.



Figura IV.6. Filão petalítico (tipo 7) da mina da Bajoca, Almendra, Portugal, em Maio de 2005



Figura IV.7. Filões aplitopegmatíticos com petalite do Pombal, Escalhão, Portugal.

O exemplo mais conhecido deste tipo de filão é o da mina da Bajoca, Almendra - Figura IV.6 (Almeida 2003; Vieira & Lima, 2007). Neste caso é possível verificar a expansão em profundidade do corpo, onde na crista do afloramento o filão surge como um dique de aproximadamente dois metros, para depois em profundidade atingir possanças superiores a 30 metros.

Outros exemplos são os filões de Pombal – na Figura IV.7 – e Vales (a sul de Barca D’Alva), assim como os filões de Hinojosa del Duero (Espanha) (Figura IV.1 e Anexo C).

A sua mineralogia não é muito diversificada, apresentando como principais constituintes a petalite, quartzo, albite e o feldspato potássico. Como fases menores sobretudo moscovite e cassiterite, sendo acessórias a montebrasite, columbite-tantalite e a eucryptite. Não se verificou neste caso, e ao contrário do observado nos filões do tipo 8 (espoduménicos) descritos de seguida, a associação com espodumena.

A petalite forma geralmente cristais prismáticos subédricos, em agregados ou cristais isolados alongados de cor branca, em associação paragenética com feldspatos alcalinos – albite principalmente – uniformemente distribuídos (Figura IV.8). Nos afloramentos do Pombal, Vales e Hinojosa del Duero, a petalite, sujeita a alteração, surge em cristais centimétricos alongados, onde é possível distinguir perfeitamente a clivagem segundo {001} deste aluminossilicato de lítio.

As semelhanças com a microclina podem ser grandes, pelo que a confusão entre as duas fases minerais é comum. Estas são facilmente distinguidas pela ausência de clivagem perpendicular a {001} na petalite (Figura IV.9).

IV.1.8. Filões aplitopegmatíticos com espodumena – T8

No lado ocidental do campo da FA – região Almendra-Barca D’Alva – a única ocorrência deste tipo de filão aplitopegmatítico é um pequeno afloramento em Vau, muito próximo da margem do rio Águeda.

Os restantes ocorrências espoduménicas distribuem-se pelo lado oriental do campo filoniano, entre La Fregeneda e Hinojosa del Duero - nas proximidades de Valdecoso (Figura IV.1 e Anexo C). O principal corpo aflora na mina de Alberto, a norte de La Fregeneda (Figura IV.10).

São filões de atitude, dimensão e mineralogia muito semelhante aos filões do tipo T7 – petalíticos.



Figura IV.8. Agregado de cristais de petalite com albite. Pombal, Escalhão, Portugal.



Figura IV.9. Zona rica em cristais de petalite. É possível distinguir uma clivagem perfeita segundo $\{001\}$, em associação com feldspatos alcalinos. Pombal, Escalhão, Portugal.



Figura IV.10. Filão aplitepegmatítico do tipo 8 (espodumena), da mina de Alberto, La Fregeneda, Espanha, em Maio 2010.

As principais diferenças resumem-se à fase aluminossilicatada dominante – espodumena – e ao facto desta ocorrer em associação com massas de petalite primária. A associação macroscópica destas duas fases só foi identificada até ao momento no filão em exploração da mina Alberto (La Fregeneda, Espanha). As relações entre estas duas fases, assim como a sua petrografia, estão descritas no capítulo da mineralogia, respeitante aos aluminossilicatos de lítio.

Os terrenos metassedimentares que os filões do tipo 8 intruem, nas zonas de metamorfismo da biotite e/ou clorite, é também distinto da isógrada dos filões do tipo 7 (com petalite). Também aqui a rocha encaixante se encontra turmalinizada na zona de contacto.

A mineralogia dominante inclui espodumena, feldspatos (potássico e albite), petalite e quartzo. Em menores proporções pode-se encontrar moscovite e acessoriamente montebrasite, fosfatos de Fe-Mn e cassiterite.

A espodumena ocorre com hábitos subédricos, prismáticos, de tons nacarados a brancos e uma forte clivagem {110}, podendo atingir aproximadamente 20 centímetros de comprimento. A espodumena pode ainda ocorrer em intercrescimentos simplectíticos com o quartzo – SQUI (Figuras IV.11 e IV.12).

IV.1.9. Filões aplitopegmatíticos com “lepidolite” e espodumena – T9

O exemplo mais conhecido deste tipo de filão ocorre a norte de La Fregeneda (Espanha), na denominada mina de Feli (Figura IV.1 e Anexo C). Foi intensivamente estudado por diversos autores, dos quais se destacam: López Plaza *et al.* (1982), Mangas & Arribas (1988), Roda (1993) e Gaspar (1997). Apesar do filão aplitopegmatítico da mina de Feli atravessar o rio Douro, em direcção às antigas minas de Riba D’Alva (Freixo de Espada-à-Cinta), a associação entre moscovite-litinífera e a espodumena não foi detectada.

Estes filões são compostos por quartzo, feldspatos, moscovite-litinífera e espodumena como principais fases minerais. Em menor percentagem, moscovite, cassiterite e montebrasite, com fases acessórias como a apatite, óxidos de Nb e Ta, fosfatos de Fe-Mn e eucryptite.

É possível identificar neste tipo de filão uma estrutura interna bandada, com bandas mais ricas em quartzo e moscovite-litinífera, a alternar com bandas mais ricas de feldspatos – potássico e albite – estruturação não evidente na continuação para o lado português (Figura IV.13).

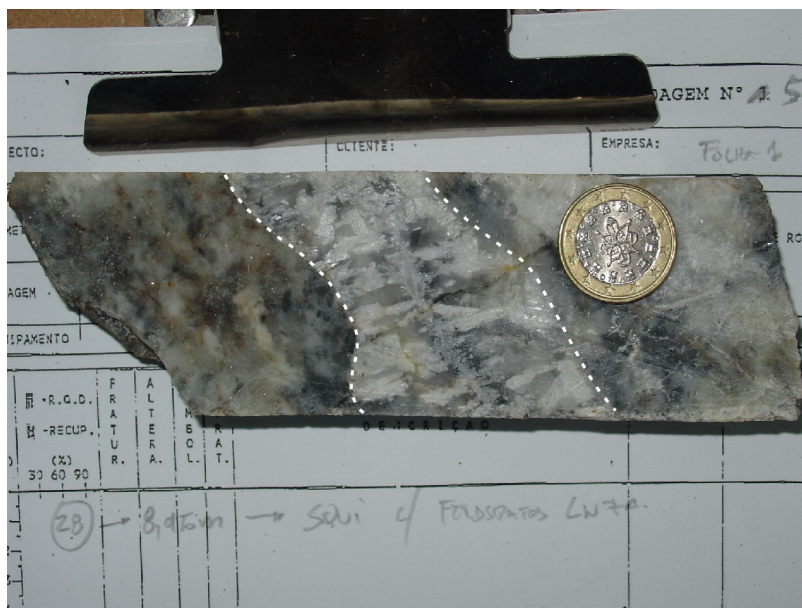


Figura IV.11. Espodumena + quartzo (SQU). Filão aplitopegmatítico (tipo 8) da mina de Alberto, La Fregeneda, Espanha.



Figura IV.12. Agregado cristalino de SQU (espodumena + quartzo) típico dos filões com espodumena (tipo 8). Lugar de Vau, Escalhão, Portugal.

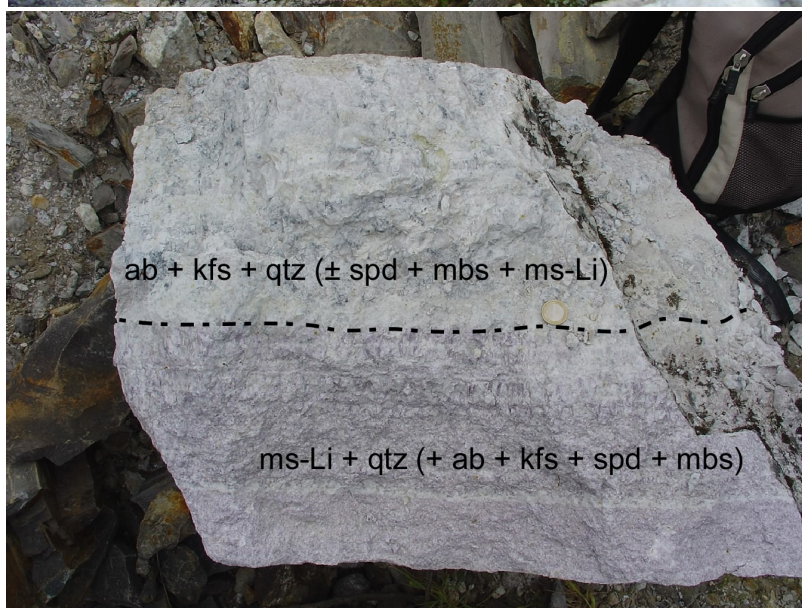


Figura IV.13. Aspecto bandado do filão aplitopegmatítico do tipo 9 ("lepidolite" + espodumena) da mina Feli, La Fregeneda, Espanha. (ab – albite; kfs – feldspato potássico; ms-Li – moscovite-litínifera; qtz – quartzo; spd – espodumena; mbs – montebrasite).

A espodumena surge associada à moscovite-Li e a um feldspato potássico cinzento, em cristais prismáticos que definem uma estrutura tipo “comb”, com crescimento subperpendicular aos contactos com a rocha encaixante (Figura IV.14).

Este tipo de filão aflora na zona metamórfica da biotite/clorite, numa posição ainda mais afastada do CGML do que os filões descritos previamente. Tratam-se mais uma vez de filões subverticais, claramente discordantes da rocha encaixante segundo N-S°E a N030°E, com forte turmalinização nas zonas de contacto.

IV.1.10. Filões aplitopegmatíticos com “lepidolite” – T10

Tal como os filões T9, estes filões afloram nas zonas de menor grau metamórfico – biotite/clorite – mais afastados dos granitos do CGML, na formação da Desejosa (Figura IV.1 e Anexo C).

São corpos filonianos alinhados segundo N010° a N040°E, subverticais, claramente discordantes da rocha encaixante, a qual se encontra turmalinizada na zona de contacto. A sua possança não é superior a três metros.

São constituídos essencialmente por quartzo, feldspatos e moscovite-litínifera. Em menor percentagem pode-se encontrar moscovite, cassiterite, montebrasite e óxidos de Nb e Ta. Apesar de pouco frequente, a estrutura bandada é observável em alguns filões deste tipo (Figura IV.15).

IV.1.11. Filões de quartzo com cassiterite – T11

Foi a exploração destes filões que deu origem à mina de estanho de Feli (La Fregeneda, Espanha). Nas minas de Riba D’Alva – Freixo de Espada-à-Cinta – Viegas (1983) e Gaspar (1997) referem estruturas filonianas semelhantes (Figura IV.1 e Anexo C).

Frequentemente, estes filões com dimensões inferiores a 50 centímetros apresentam uma estrutura zonada, com quartzo nas zonas mais internas, cristais de cassiterite em zonas intermédias, com uma moscovite fina na zona de contacto com a rocha encaixante (Figura IV.16).



Figura IV.14. Cristais de espodumena alterados associados a moscovite-litínífera e a feldspatos potássicos cinzentos no filão aplitopegmatítico da Mina Feli (tipo 9). La Fregeneda, Espanha.



Figura IV.15. Bandado de filão aplitopegmatítico do tipo 10 ("lepidolite"). Bandas de quartzo e moscovite-litínífera a alternar com bandas de feldspatos e quartzo. Almendra, Vila Nova de Foz-Côa, Portugal.



Figura IV.16. Filão de quartzo com cassiterite (tipo 11) apresentando quartzo nas zonas internas, com cassiterite e moscovite na zona intermédia e de contacto, respectivamente. Mina Feli, La Fregeneda, Espanha.

Estes filões discordantes e subverticais, produzem estruturas que se assemelham a um tipo de “stockwork”. Encontram-se frequentemente dobrados, sendo cortados por filões aplitopegmatíticos do tipo 9 (“lepidolite” + espodumena).

Tal como a sua denominação indica, são compostos essencialmente por quartzo e cassiterite. Além destas fases minerais e em menores percentagens pode-se encontrar albite, microclina e moscovite, e acessoriamente óxidos de Nb-Ta e apatite.

De salientar as dimensões dos cristais de cassiterite, que de um modo geral não ultrapassam um a dois centímetros, podendo atingir os oito centímetros. Nas minas de Riba D’Alva os cristais cassiteríticos têm dimensões muito mais reduzidas, inferior a três milímetros (Gaspar, 1997).

IV.1.12. Discussão

As ocorrências filonianas no campo aplitopegmatítico da FA restringem-se principalmente aos metassedimentos do CXG, sendo poucos os casos em que são intragraníticos. Na sua maioria intruem a formação de Rio Pinhão, mas também nas formações de Pinhão e da Desejosa.

A sua distribuição é espacialmente zonada relativamente aos granitos do CGML, com os aplitopegmatitos estéreis numa posição mais próxima dos granitos, e os enriquecidos em Li, F, Sn, Rb, Nb > Ta, B e P, em zonas mais afastadas. Além deste zonamento é também notório a maior concentração de mineralizações em elementos raros a nordeste de Barca D’Alva, entre os granitos de Saucelle e o CGML (Figura IV.1 e Anexo C).

A distribuição das diferentes tipologias de filões, definidas de acordo com as diferentes paragénese, geoquímica e morfologia, é claramente condicionada pelas estruturas regionais. É também evidente a disposição dos diferentes tipos de mineralizações litiníferas, nomeadamente a petalite e a espodumena, por isógrads de metamorfismo específicas.

Na região de AB – campo FA – além dos carreamentos ante-Variscos, que duplicaram as séries estratigráficas mais antigas do CXG, nomeadamente do grupo do Douro, a estrutura da região é afectada principalmente pela actuação de D₁ e D₃ Variscas, e por movimentos mais tardios.

Estruturalmente FA é marcado por dobramentos poliarmónicos de D_1 , de direcção ONO-ESE e eixos sub-horizontais. A este dobramento está associada uma primeira clivagem de plano axial S_1 (Silva & Ribeiro, 1991; 1994).

A terceira fase da deformação Varisca (D_3) é coaxial com as estruturas de D_1 , com dobras de planos axiais verticais e eixos sub-horizontais. A clivagem associada corresponde a uma clivagem de crenulação S_3 (Silva & Ribeiro, 1991; 1994).

Ainda segundo os mesmos autores, associadas a estas fases de deformação, existem importantes zonas de cisalhamento sinistróginas. Relacionadas com D_1 existem cisalhamentos dúcteis ONO-ESE, e com D_3 cisalhamentos OSO-ENE semi-frágeis.

A deformação tardi-Varisca, frágil, gera importantes desligamentos esquerdos NNE-SSO e NE-SO, que cortam e rejeitam as estruturas anteriores.

Os filões discordantes (tipos 6, 7, 8, 9 e 10) cortam sempre a xistosidade com grande ângulo. São estruturas que sobressaem na paisagem, formando cristas muito regulares com atitudes que variam entre o N-S e os N045°E, subverticais. São marcadamente corpos tabulares, sendo que em profundidade é possível observar um nítido aumento de possança, como é evidente na mina da Bajoca, Almendra.

Os corpos aplitopegmatíticos instalam-se em estruturas de desligamento esquerdo tardi-Variscos. Um bom exemplo disso é o filão aplitopegmatítico da mina da Bajoca, com direcção aproximada N030°E, instalado ao longo da falha do Barril de direcção NNE-SSO.

Admite-se que estes filões mineralizados, assim como outros que ocorrem associados a estas estruturas, são tardi- a pós- D_3 (Vieira *et al.*, 2008).

Um primeiro evento de metamorfismo regional orogénico antecedeu a terceira fase Varisca (D_3 – de idade intra-Vestefaliana). Um segundo evento plutonometamórfico, relacionado com a intrusão dos granitos peraluminosos, criou uma sobreposição de isógradas, marcada por minerais como a andaluzite, cordierite e silimanite (Martinez *et al.*, 1990). No campo FA, o metamorfismo mostra uma distribuição das isógradas paralelas ao CGML, com aumento do grau metamórfico para sul, em direcção ao contacto com este complexo de leucogranitos, sendo que localmente se atinge a isógrada da silimanite (fibrolite).

Não é fácil justificar uma relação directa entre a influência grau metamórfico da rocha encaixante e a estabilidade das fases aluminossilicatadas de lítio. No entanto, no campo aplitopegmatítico da FA, os aplitopegmatitos com petalite (T7) apenas ocorrem na zona da andaluzite-silimanite (fibrolite) e os portadores de espodumena (T8 e T9) na zona da biotite e/ou clorite.

IV.2. ASPECTOS PETROGRÁFICOS E TEXTURAIS

As principais características petrográficas e texturais dos filões do campo aplitopegmatítico da FA serão resumidas neste ponto. No capítulo V, respeitante à mineralogia, faz-se a descrição dos aspectos petrográficos das fases minerais aí referidas.

São estes aspectos texturais e petrográficos que, entre outros, distinguem os filões aplitopegmatíticos de outras rochas mais comuns. Como se verá na seguinte descrição, existem aspectos texturais e petrográficos típicos de determinados tipos de filões do campo da FA, que não se manifestam em outros casos. Apesar da sua difícil explicação, estas texturas são de especial interesse, podendo apoiar no momento de interpretação da formação e evolução pegmatítica.

As paragénese minerais também tipificam os diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da FA. As principais ocorrências minerais de cada tipo de filão foram já referidas na descrição dos filões do ponto anterior. Na Tabela IV.2 encontram-se listadas as características petrográficas das fases minerais associadas aos diferentes tipos de filões.

IV.2.1. Bandado aplitopegmatítico

A alternância composicional nos filões aplitopegmatíticos do tipo T9 e T10, gera uma estruturação interna bandada (Figuras IV.13 e IV.15) muito mais evidente no caso do filão do tipo “lepidolite”+espodumena – tipo 9 – da Mina de Feli.

Observam-se bandas compostas essencialmente por quartzo e micas litiníferas a alternar com bandas mais ricas em quartzo e albite.

Esta alternância bandada acaba por passar a uma textura mais grosseira, com os cristais de feldspato potássico, quartzo e a espodumena a desenvolverem-se subperpendicularmente a esse bandado (tipo “comb-structure”).

O forte subarrefecimento da $T_{liquidus}$ parece promover estes bandados aplíticos. Simmons & Webber (2008) referem que, seja qual for o mecanismo gerador desse subarrefecimento, tem o potencial de gerar bandados aplíticos.

Durante muito tempo o modelo aceite para explicar a formação destas bandas foi o de Jahns & Tuttle (1963). Segundo os autores o bandado aplítico pode ser explicado por perdas periódicas de vapor de água, que gerariam variação de pressão.

Tabela IV.2. Características petrográficas das diferentes fases minerais associadas aos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.

TIPO PETROGRÁFICO	FORMA E HÁBITO	TAMANHO	TEXTURAS E MICROESTRUTURAS	DISTRIBUIÇÃO											
				TIPO DE FILÃO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
QUARTZO	I	subédrica a anédrica	fino a grosseiro	extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos	●	●	●	●	●	●	●	●	●*	●	●*
	II	cuneiforme a vermicular	fino a médio	intercrescimento gráficos ou granofíricos com Kfs	●		●	●		●	●	●	●*	●	
	III	vermicular	< 200 µm	intercrescimentos mirmequíticos						●	●	●	●*	●	
	IV	anédrica lamelar	fino	posições intergranulares			●								
	V	anédrica	fino	intragranular arredondado na Spd e na Pet							●	●			
	VI	poligonal	muito fino	granoblástica, em zonas de deformação e limites de grão	●		●	●	●	●	●	●	●*	●	
	VII	subédrica a anédrica	muito fino a fino	preenchimento de fracturas			●	●			●	●	●*	●	
Kfs	I	euédrica a anédrica	fino a grosseiro	intercrescimento gráficos, pertites e macla xadrez	●	●	●	●	●	●	●	●	●*	●	●*
	II	subédrica	grosseiro	estruturas do tipo “comb”						●	●	●	●*	●	
PLAGIOCLASE	I	subédrica a anédrica	médio a grosseiro	macla albite, periclina; mirmequites; extinção ondulante, “kinking” e subgrãos	●		●	●		●	●	●	●*	●	●*
	II	vénulas e manchas	muito fino a médio	lamelas pertíticas	●		●	●	●	●	●	●	●*	●	●*
	III	subédrica a anédrica	fino	albite “chess-board”			●	●		●	●	●	●*	●	
	IV	subédrica a anédrica	muito fino	sacaróide; cleavelandite									●*	●	
MOSCOVITE	I	euédrica a anédrica	fino a grosseiro	textura “book”; extinção ondulante e “kinking”	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
	II	anédrica, fibro-radial	muito fino a médio	produto de alteração Kfs, Ab, And, Spd e Pet.	●	●	●	●		●	●	●	●*	●	●*
	III	acicular	muito fino a fino	a bordejar de cristais de Grt e Tur, e. g.				●							
	IV	subédrica a anédrica	fino	intersticial tardia									●*	●	
	V	subédrica	médio	foliácea											●*
MOSCOVITE-Li	I	prismática fibro-radial	fino a grosseiro	estruturas tridimensionais preenchidas por outras fases									●*	●	
	II	prismática, fibro-radial	fino a grosseiro	inter a intragranular, em microfracturas									●*	●	
	III	granular	muito fino	sacaróide									●*	●	

(*) Tal como descrito por Roda (1993); Ab – albite; And – andaluzite; Chl – clorite; Cst – cassiterite; Grt – granada; Kfs – feldspato potássico (microclina); Pet – petalite; Spd – espodumena; Tur – turmalina

(continua na página seguinte)

Tabela IV.2. (continuação)

TIPO PETROGRÁFICO		FORMA E HÁBITO	TAMANHO	TEXTURAS E MICROESTRUTURAS	DISTRIBUIÇÃO										
TIPO DE FILÃO					1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
PETALITE	I	euédricos a subédricos	fino a grosseiro	granoblástica; extinção ondulante; subgrãos; inclusões de quartzo; "comb"							●	●			
	II	euédrica a subédrica	muito fino a fino	associada à Spd em posições intercrystalinas								●			
ESPODUMENA	I	euédrica a subédrica	fino a grosseiro	inclusões de Qtz; Pet intersticial; "comb"								●	●*		
	II	subédrica a anédrica;	médio a fino	simplectítica com o Qtz – SQUI (Qtz + Spd)								●	●*		
EUCRIPTITE		anédrica	muito fino	fracturas de Pet ou Spd e no contacto com Mbs							●	●	●		
ANDALUZITE		prismática, subédrica	fino a grosseiro	inclusões de corindo; bordos de alteração; fracturada		●		●*							
TURMALINA	I	prismática, euédrica a subédrica	fino a grosseiro	zonamento cromático concêntrico; estruturas "comb"	●	●	●	●		●					
	II	subédrica a anédrica	fino a médio	intersticial e em microfracturas			●	●							
	III	euédrico a subédrico	muito fino a fino	turmalina do contacto rocha encaixante; poiciloblástica				●		●	●	●	●*	●	●*
GRANADA		euédrica a subédrica	fino a médio	porfiroclástica; fracturação irregular		●		●							
APATITE [†]	I	subédrica a anédrica	fino a médio	fracturada	●	●*	●	●		●	●	●	●*	●	●*
	II	subédrica	fino a médio	por vezes pleocróica (tons azuis)						●					
MONTEBRASITE		subédrica a anédrica	fino a grosseiro	macla polissintética dupla {111}; alterada						●	●	●	●*	●	
WYLLIEITE-ROSEMARYITE		subédrica	fino	pleocroísmo a variar entre amarelos e verdes						●					
GRAFTONITE		subédrica	muito fino	grãos com lamelas de sarcópsido						●*					
SARCÓPSIDO		subédrica	muito fino	lamelas inclusas na graft., ferrisickl. e heterosite						●					
FERRISICKLERITE		subédrica	fino	lixiviada				●		●	●	●			
SICKLERITE		subédrica	fino	lixiviada									●*		
HETEROSITE		anédrica	fino a grosseiro	frequentemente alterado	●			●		●					
PURPURITE		anédrica	fino a grosseiro	frequentemente alterado									●*		
ALLUAUDITE		subédrica	fino	produtos de alteração sódica			●			●					

(*) Tal como descrito por Roda (1993);

(†) outras fases minerais fosfatadas estão listadas na página 150, no capítulo respeitante à Mineralogia;
 Ab – albite; And – andaluzite; Chl – clorite; Cst – cassiterite; Grt – granada; Kfs – feldspato potássico (microclina);
 Pet – petalite; Spd – espodumena; Tur – turmalina.

(continua na página seguinte)

Tabela V.2. (continuação)

TIPO PETROGRÁFICO	FORMA E HÁBITO	TAMANHO	TEXTURAS E MICROESTRUTURAS	DISTRIBUIÇÃO																		
				TIPO DE FILÃO												1	2	3	4	5	6	7
TRIPLITE [†]	subédrica	fino	granular				●*			●												
CRANDALITE	anédrica	muito fino	massas de alteração da Mbs								●											
CHILDRENITE	anédrica	muito fino	massas de alteração, associada Ab e Ap								●											
VÄYRYNENITE	anédrica	muito fino	granular							●												
BIOTITE	prismática- tabular	fino a médio	frequentemente alterada para Chl	●			●	●		●												
COOKEITE	fibro-radial	muito fino	alteração da Pet e Spd								●	●	●									
CASSITERITE	I	euédrica a subédrica	fino a grosseiro	macla joelho de estanho; fracturada; associada a óxidos Nb-Ta e sulfuretos																	●	
	II	euédrica a subédrica	fino a médio	zonamento cromático; macla joelho de estanho; com inclusões e/ou “exsoluções” óxidos Nb-Ta							●	●	●	●*	●							
COLUMBITE- -TANTALITE	I	subédrica a euédrica	fino a médio	grãos disseminados pela fácies aplítica e pegmatítica				●*		●	●	●	●*	●								
	II	subédrica a euédrica	muito fino a fino	associada e/ou inclusa na Cst; zonamento progressivo, oscilatório ou convoluto						●	●	●	●*	●	●							
	III	anédrica a subédrica	muito fino	inclusões na Cst; zonamento convoluto							●											
CORINDO	anédrica	muito fino	gotículas inclusas na And		●																	
RÚTILO	euédrico a subédrico	fino	prismas colunares; associado óxidos Nb-Ta e Cst				●			●	●											
MOLIBDENITE	anédrica	fino a média	associada à cassiterite								●										●	
PIRITE	euédrica	médio	cristais cúbicos						●	●	●											

(*) Tal como descrito por Roda (1993);

(†) outras fases minerais fosfatadas estão listadas na página 150, no capítulo respeitante à Mineralogia;
 Ab – albite; And – andaluzite; Chl – clorite; Cst – cassiterite; Grt – granada; Kfs – feldspato potássico (microclina);
 Pet – petalite; Spd – espodumena; Tur – turmalina.

London *et al.* (1989) gerou experimentalmente alternâncias de feldspatos alcalinos e quartzo, sem no entanto conseguir reproduzir a ritmicidade do bandado aplítico. No entanto, um forte subarrefecimento da $T_{liquidus}$ levaria a uma cristalização em desequilíbrio, com saturação alternada de diferentes fases mineralógicas, limitada pela difusão limitada de certos componentes mineralógicos (Morgan & London, 1999; London, 2005b).

Um modelo de nucleação e cristalização oscilatória controlada por difusão foi proposto por Webber *et al.* (1997, 1999) para a formação de “line-rock” – alternância de bandas aplíticas de granadas, com bandas de quartzo e albite. Segundo estes autores, a formação das “line-rock” ocorre devido a altas taxas de subarrefecimento, por si só, ou por fenómenos externos, tais como redução de pressão. Tal provocaria uma rápida e heterogénea nucleação, acompanhada de cristalização oscilatória, com subsequente acumulação na “boundary-layer” da frente de cristalização de componentes excluídos, com saturação local, acabando por formar as “line-rock”.

IV.2.2. “Comb-structure”

Os filões aplitopegmatíticos discordantes – T6 a T9 – apresentam texturas de crescimento dos feldspatos potássicos, aluminossilicatos de lítio (espodumena e petalite) e turmalina, subperpendiculares aos contactos, com formas do tipo “comb-structure” (Figura IV.17).

O “fabric” orientado característico de muitos pegmatitos, está relacionado com o gradual aumento do subarrefecimento da $T_{liquidus}$ dum fundido silicatado. Ou seja, o subarrefecimento levará a condições de nucleação heterogénea capazes de criar, um “fabric” anisotrópico, como por exemplo, o desenvolvimento de “comb-structure”. O desenvolvimento destas morfologias nas zonas mais próximas dos contactos com a rocha encaixante, é favorecida por altas taxas de arrefecimento, maiores graus de subarrefecimento, altas razões de crescimento cristalino/nucleação (London *et al.*, 1989; London, 1992; Webber *et al.*, 1997, 1999).

IV.2.3. Texturas granofíricas – pegmatito gráfico e mirmequites

As texturas gráficas, de intercrescimento de quartzo com feldspato potássico, são mais comuns nos filões aplitopegmatíticos mais simples, sem mineralização litínifera aparente – T1, T3 e T4.

Estas são essencialmente semi-gráficas e manifestam-se por uma distribuição irregular de gotículas de quartzo nos cristais de feldspato potássico, a fazer lembrar as

formas cuneiformes comumente descritas para as texturas granofíricas do “granito gráfico” (Hibbard, 1995, e.g.).

Mais uma vez a explicação para este tipo de textura não é consensual. No entanto, trabalhos como os de Martin (1982), Fenn (1986), Swanson & Fenn (1986), London *et al.* (1989) e MacLellan & Trembath (1991), demonstram que este tipo de morfologia gráfica reflecte um crescimento cristalino rápido em condições de subarrefecimento – “undercooling” – do fundido silicatado, resultando na cristalização simultânea do feldspato potássico e quartzo. A sua cristalização, inicialmente associada a condições de sobressaturação em água (Fenn, 1986; Lentz & Fowler, 1992), é rebatida em trabalhos mais recentes, que advogam que a saturação H₂O não é um factor determinante para a formação de texturas gráficas (London *et al.*, 1989; Baker & Freda, 1999, 2001).

A ocorrência de mirmequites, vermicular ou em gotículas, está fundamentalmente associada aos filões que afloram mais afastados do CGML, mais concretamente nos filões discordantes T6 e restantes filões com mineralização litínifera (Figura IV.18).

As mirmequites surgem associadas à plagioclase, ora ocupando grande parte do cristal, ora desenvolvendo bordaduras, mais ou menos completas, em redor dos cristais de plagioclase. De salientar que, a associação com feldspato potássico, tal como descrita comumente na literatura, não é regra, mas sim excepção.

A sua formação é mais uma vez objecto de debate, sendo os processos de cristalização directa, substituição ou “exsolução” os que obtêm mais concórdia.

Hibbard (1979) sugere uma cristalização magmática. Segundo este autor, nos processos de formação pegmatítica a presença de mirmequites é indicativo da fuga de fluidos no momento que antecede a formação mirmequítica. É mais uma vez provável que se trate de um processo de precipitação simultânea (Barker, 1970; Martin, 1982), em processos idênticos aos descritos para os pegmatitos gráficos.

O modelo de “exsolução” por bombeio de sílica (“silica-pump”), a partir de uma sugestão de Tuttle & Bowen (1958), segundo os quais a formação de mirmequites se deve a uma reacção posterior à cristalização por “exsolução”, é proposto por Castle & Lindsley (1993). Segundo os autores este modelo é consistente com as temperaturas de formação plutónica de mirmequites, em condições *subsolvus*. Nestas condições a difusão intracristalina entre Al e Si é potenciada pela presença de sílica em excesso. Este excesso de sílica estaria associado à existência de um reservatório de sílica, que poderá ser o fundido pegmatítico, a matriz de quartzo ou mesmo uma fase fluida aquosa rica em sílica.

Tribe & D'Lemos (1996) referem, no estudo do complexo sin-tectónico quartzo-diorítico de Channel Islands (Reino-Unido) que as mirmequites se podem ter formado a temperaturas a variar entre 450°–500°C.

IV.2.4. “Exsoluções” pertíticas

Este fenómeno é particularmente abundante nos filões aplitopegmatíticos do tipo T3 (apófises) e T4 (simples concordantes), aparecendo com maior ou menor frequência nos restantes tipos.

Ocorrem essencialmente como lentículas fílmicas, vénulas ou manchas pertíticas (Figura IV.19). As manchas pertíticas são irregulares, com maclas do tipo albite ou periclina. As lentículas fílmicas, mais finas que as vénulas, apresentam espessuras que rondam os 10µm.

As “exsoluções” pertíticas estarão relacionadas com a reordenação Si-Al dos feldspatos potássicos monoclinos de altas temperaturas para estruturas mais ordenadas – triclínicas – mais concretamente microclina (Černý, 1994; Brown & Parsons, 1994). A inversão no ordenamento cristalino dos feldspatos potássicos ocorre aproximadamente aos 450°C (Martin, 1982).

No caso da “exsolução” pertítica, a temperatura inicial de “exsolução” está dependente da composição inicial do feldspato potássico e das condições de arrefecimento. O posterior desenvolvimento das lentículas fílmicas e das vénulas pertíticas, para padrões mais grosseiros – manchas pertíticas – deverá iniciar-se a temperaturas que rondam os 450° a 400°C, já no campo de estabilidade da microclina (Černý, 1994).

A presença de manchas pertíticas é indicativa da actividade de uma fase fluida, que tende a favorecer a reordenação dos feldspatos, através de processos deutéricos (~ 450°C), aos quais os feldspatos potássicos parecem ser especialmente sensíveis (Brown & Parsons, 1994; Roda & Pesquera, 2001).

Estas condições estão já muito próximas das temperaturas em que muitos dos pegmatitos podem ter cristalizado.



Figura IV.17. Crescimento perpendicular ao contacto com rocha encaixante de cristais de petalite e feldspato. Pombal, Escalhão, Portugal. (a escala tem aproximadamente 20 cm).

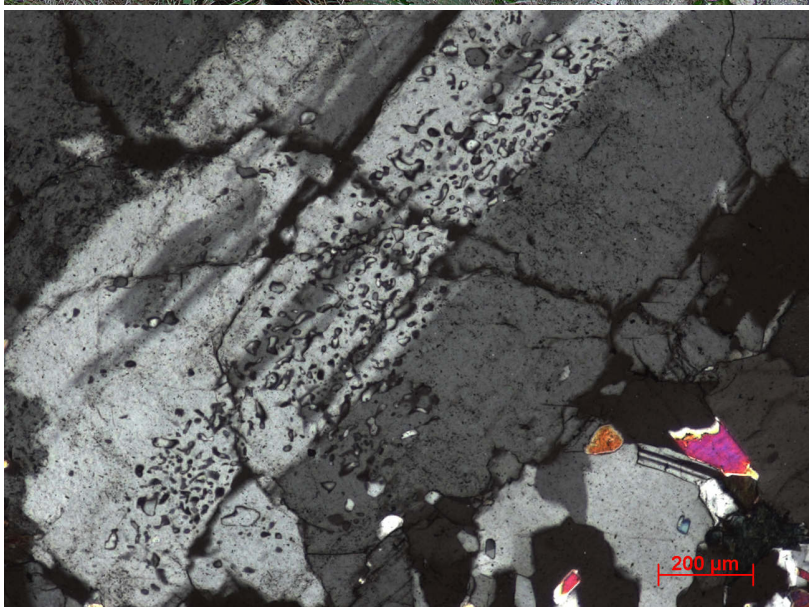


Figura IV.18. Mirmequite em filão do tipo 7 (petalite). Lugar de Vales, Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados).

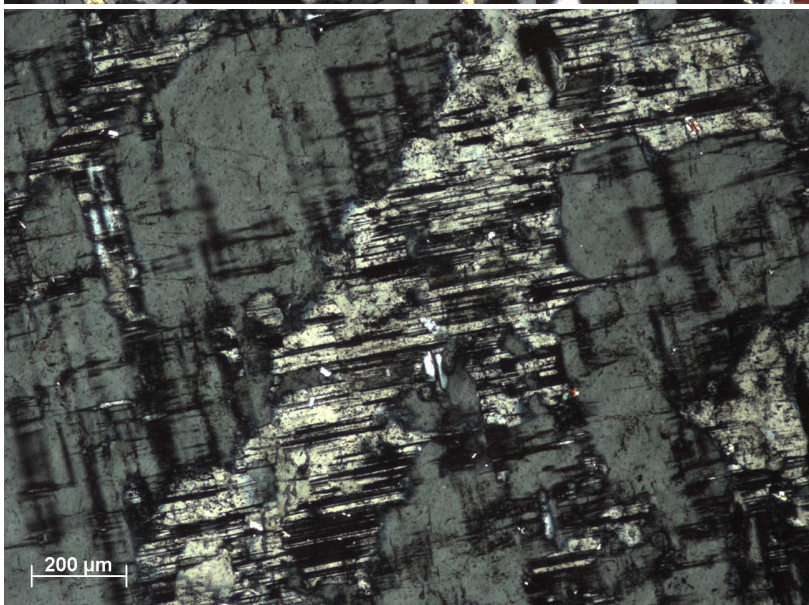


Figura IV.19. Manchas períticas em feldspato potássico, típico dos filões intragraníticos (T1). Chãs, Portugal. (Nicóis cruzados).

IV.2.5. Texturas de deformação

São várias as texturas associadas aos diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da FA, especialmente em fases minerais como o quartzo, feldspatos e micas.

A plagioclase apresenta uma série de microestruturas típicas de comportamento dúctil (Hibbard, 1995; Vernon, 2004). Para além das maclas mecânicas, exibem extinção ondulante e “kinking” (Figura IV.20). É também comum na plagioclase o desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação, o que pode significar que esta fase terá sofrido uma reestruturação relativamente fácil, comum na albite ou anortite, ou em plagioclases deformadas a temperaturas superiores a 500° – 550°C (White, 1975).

O quartzo mostra frequentemente extinção ondulante, com desenvolvimento habitual de subgrãos e bandas de deformação.

Também no caso das micas é possível observar-se efeitos de deformação, tais como extinção ondulante e “kinking” (Figura IV.21).

IV.2.6. Discussão

As morfologias texturais dos filões aplitopegmatíticos da FA sugerem que a sua cristalização e evolução interna decorreu em condições de subarrefecimento, bem abaixo da $T_{solidus}$ de 650° – 700°C atribuída ao sistema granítico-H₂O.

Os bandados aplitopegmatíticos, o crescimento cristalino tipo “comb” e as texturas granofíricas são testemunhos dessas condições.

Como foi referido antes, o desenvolvimento de mirmequites, a reordenação dos feldspatos e “exsolução” peritética, com posteriores processos deutéricos, parecem indicar temperaturas a variar entre 450° – 500°C. São valores idênticos aos divulgados para a cristalização de outros filões, e. g.:Tanco – 450°C (London, 1986); Little Three – 425°C (Morgan & London, 1999); e, Lalín-Forcarei – 500°C (Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998; Fuertes-Fuente *et al.*, 2000).

O subarrefecimento, tal como referido por Simmons & Webber (2008), pode despoletar em função de diferentes fenómenos. Por gradiente térmico com a rocha encaixante (“thermal quench”), esgotamento químico (“chemical quench”) ou perda de pressão por fracturação ou dilatação do filão (“pressure quench”).

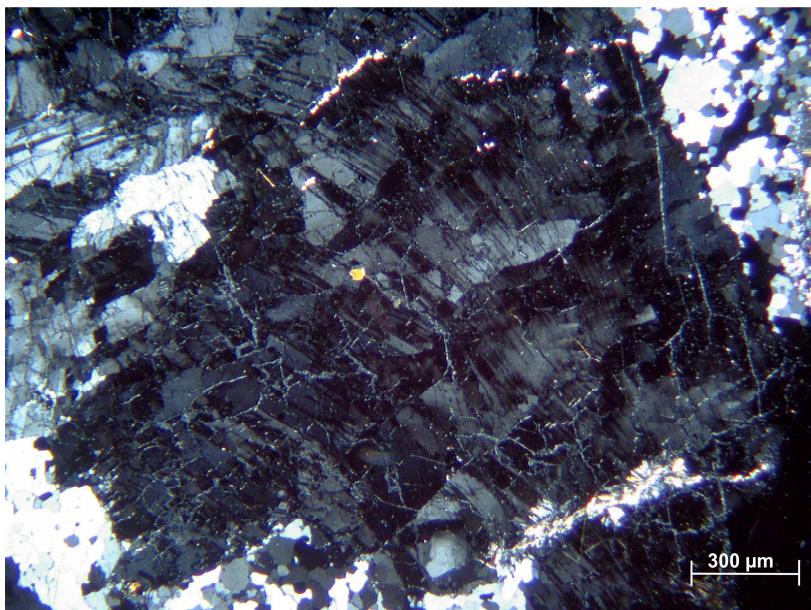


Figura IV.20. Cristal de plagioclase com efeitos de deformação num filão aplitopegmatítico do tipo 6 (simples discordante). Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados).



Figura IV.21. Grão de moscovite com “kinking” em filão aplitopegmatítico simples concordante do tipo 6. Chãs, Portugal. (Nicóis cruzados).

A turmalinização da rocha encaixante de alguns tipos de filões da FA, pode ser uma das evidências de esgotamento químico, por perda de B do fundido pegmatítico, capaz de gerar subarrefecimento (Rockhold *et al.*, 1987). Também o facto da instalação dos filões ocorrer em estruturas de fracturação regional, pode indiciar variações de pressão, capazes de gerar subarrefecimento.

O modelo de nucleação e cristalização oscilatória, controlada por difusão (Webber *et al.*, 1997, 1999) pode justificar a formação do bandado aplitopegmatítico em alguns filões da FA, mais concretamente filões do tipo 9 e tipo 10.

Após a intrusão, e com o subarrefecimento do sistema pegmatítico, gera-se um processo de rápida nucleação heterogénea e crescimento cristalino oscilatório. As primeiras fases minerais a cristalizar são a albite e quartzo, seguido do feldspato potássico (London *et al.*, 1989).

As zonas subarrefecidas potenciam as taxas de crescimento da albite, do quartzo e do feldspato potássico. No entanto, a densidade de nucleação para a albite e para o quartzo é superior à do feldspato potássico. Esta diferença tem como resultado as bandas aplíticas ricas em quartzo e albite, às quais se seguem feldspatos com estruturas tipo “comb”.

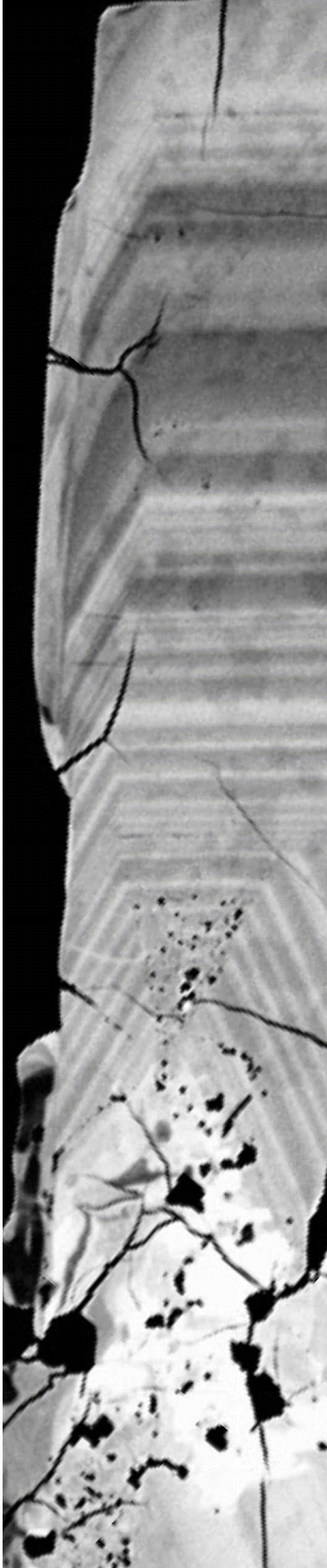
Como o fluido está subsaturado em H₂O e outros voláteis (Li e F, e. g.), as primeiras fases a precipitar são anidras. A precipitação dessas fases provoca o progressivo enriquecimento destes elementos excluídos no fundido residual. Estes acumulam-se na “boundary layer” da frente de cristalização, até ao ponto em que atingem a saturação local, estabelecendo assim as condições necessárias para iniciar a cristalização oscilatória.

A saturação em H₂O, F e Li na frente de cristalização leva à nucleação e crescimento de moscovite-litinífera e quartzo, com menores quantidades de albite, montebrasite e espodumena. Este processo continua enquanto se mantiver a concentração de H₂O, F e Li.

A acumulação destes voláteis implica a diminuição da taxa de nucleação para o feldspato potássico, mas não do seu crescimento, o que leva à formação de cristais de feldspato com maiores dimensões, desenvolvendo-se subperpendicularmente ao contacto (London, 1992).

As texturas granofíricas associadas, atestam que as condições de subarrefecimento e rápida cristalização a partir de um fundido enriquecido em fases voláteis, mas ainda subsaturado, se mantiveram (Fenn, 1986).

A formação destas texturas cessa com a diminuição da percentagem de voláteis e com o decréscimo do subarrefecimento, levando a uma cristalização em equilíbrio.



CAPÍTULO V. MINERALOGIA

Figura da capa: imagem de BSE de cristal de ferrocolumbite (~ 250 μm).

V. MINERALOGIA

V.1. FELDSPATOS

Os feldspatos, plagioclase e feldspato potássico, representam um importante volume das paragénese minerais dos pegmatitos graníticos.

O grupo dos feldspatos é representado pelo sistema ternário: KAlSi_3O_8 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, Ortoclase (Or), Albite (Ab) e Anortite (An), respectivamente.

A maioria dos pegmatitos graníticos contém duas fases feldspáticas coexistentes. Uma plagioclase de composição muito próxima da albite e polimorfos de feldspato potássico – ortoclase ou microclina – com conteúdos variáveis de molécula albítica.

A abundância de feldspatos nas paragénese pegmatíticas associado à capacidade destes, especialmente os termos potássicos, incorporarem na sua estrutura elementos traço (Rb, Li, Cs, Sr, Ba, por exemplo) faz com que muitos investigadores – Černý *et al.* (1985); Shearer *et al.* (1985); Černý (1994); Neiva (1995); Roda *et al.* (1999), entre outros – utilizem os feldspatos como indicadores de diferenciação pegmatítica ou reveladores de relações petrogenéticas.

No entanto, é também comumente aceite que os feldspatos, nomeadamente os feldspatos potássicos, estão sujeitos a alterações químicas e estruturais. Tendo este factor em consideração, London (2008) afirma que o uso dos elementos traço dos feldspatos é desaconselhável para avaliar o grau de fraccionamento nos pegmatitos.

Nos filões estudados ocorre principalmente plagioclase sódica (albite) e feldspatos potássicos com grande variação do seu estado estrutural, desde ortoclase até à fase mais comum – microclina baixa (Roda & Pesquera, 2001).

Observa-se ainda que à medida que nos afastámos do Complexo Granítico de Mêda-Penedono-Lumbrals (CGML), a proporção albite/feldspato potássico dos aplitopegmatitos aumenta, de tal modo que, a albite acaba por ser mais comum que o feldspato potássico nos filões aplitopegmatíticos mineralizados em lítio.

V.1.1. Petrografia

Tal como descrito no capítulo de petrografia e texturas dos filões aplitopegmatíticos da FA (capítulo IV), os feldspatos mostram diferenças texturais e petrográficas, dependendo do tipo de aplitopegmatito a que estejam associados.

Petrográfica e texturalmente, o feldspato potássico destaca-se pela ocorrência de “exsoluções” pertíticas, intercrescimentos gráficos com quartzo e estruturas em pente, do tipo “comb-structure”.

Os feldspatos pertíticos são comuns a todos os tipos de filões aplitopegmatíticos, mas especialmente abundantes nos filões do tipo 3 (apófises aplitopegmatíticas) e tipo 4 (aplitopegmatitos simples concordantes). Estes intercrescimentos manifestam-se como vénulas ou manchas pertíticas, surgindo por vezes como lenticulas fílmicas.

Nos filões aplitopegmatíticos mineralizados em lítio (T7, T8, T9 e T10 – petalite, espodumena, “lepidolite”+espodumena e “lepidolite”, respectivamente) as manchas pertíticas encontram-se mais desenvolvidas, apresentando ocasionalmente albite tipo “chess-board”.

Nestes filões ocorre ainda um feldspato potássico cinzento, onde é possível observar à vista desarmada vénulas de tons brancos. Este tipo de feldspato, quando observado ao microscópio óptico, apresenta-se com um aspecto túrbido, com vénulas e manchas pertíticas, algumas vezes com albite “chess-board”. O tom cinza estará relacionado com a formação de microporos ricos em fluidos, fruto da actividade deutérica.

O desenvolvimento de estruturas em pente, com crescimento dos cristais de feldspato subperpendicularmente ao contacto com a rocha encaixante, manifesta-se também nos filões aplitopegmatíticos mineralizados em lítio.

Nos filões aplitopegmatíticos mineralogicamente mais comuns (T1, T3 e T4) são frequentes as texturas gráficas de feldspato potássico e quartzo.

No que diz respeito à plagioclase, tal como para os feldspatos potássicos, também se definiram distintos tipos petrográficos (ver Tabela IV.2, do capítulo IV).

São cristais subédricos a anédricos, com maclas de albite ou periclina. Surgem também, como já foi referido, como “exsoluções” nos feldspatos potássicos sob a forma de vénulas, manchas ou lenticulas fílmicas. As maclas em xadrez – “chess-board” – manifestam-se com maior intensidade nos filões mais distantes do CGML. Também a plagioclase com texturas granofíricas do tipo mirmequítico está maioritariamente associada aos filões mais afastados do CGML, filões discordantes simples – tipo 6 – e filões mineralizados em lítio (T7, T8, T9 e T10).

V.1.2. Composição química

O conteúdo de ortose nos feldspatos potássicos varia entre os 90,0 e os 99,0%, com baixas concentrações de CaO (< 0,1%) e Na₂O (~ 1,0%). Não se observam variações significativas nos conteúdos de elementos maiores nos feldspatos potássicos (Figura V.1 e Tabela V.1).

Já no que diz respeito aos elementos traço do feldspato potássico, essas variações já são mais evidentes, especialmente nos filões mais evoluídos – tipos 7, 8, 9 e 10.

O feldspato potássico do granito de Feli manifesta, e comparativamente com o granito de Mêda, um enriquecimento em Rb e Cs, com menores concentrações de Ba (Tabela V.1).

Os filões aplitopegmatíticos sem mineralização litínifera têm feldspatos potássicos empobrecidos em Cs (< 55 ppm; $n = 20$) e Rb (< 759 ppm; $n = 20$) e valores de Ba mais elevados (354 – 692 ppm; $n = 20$).

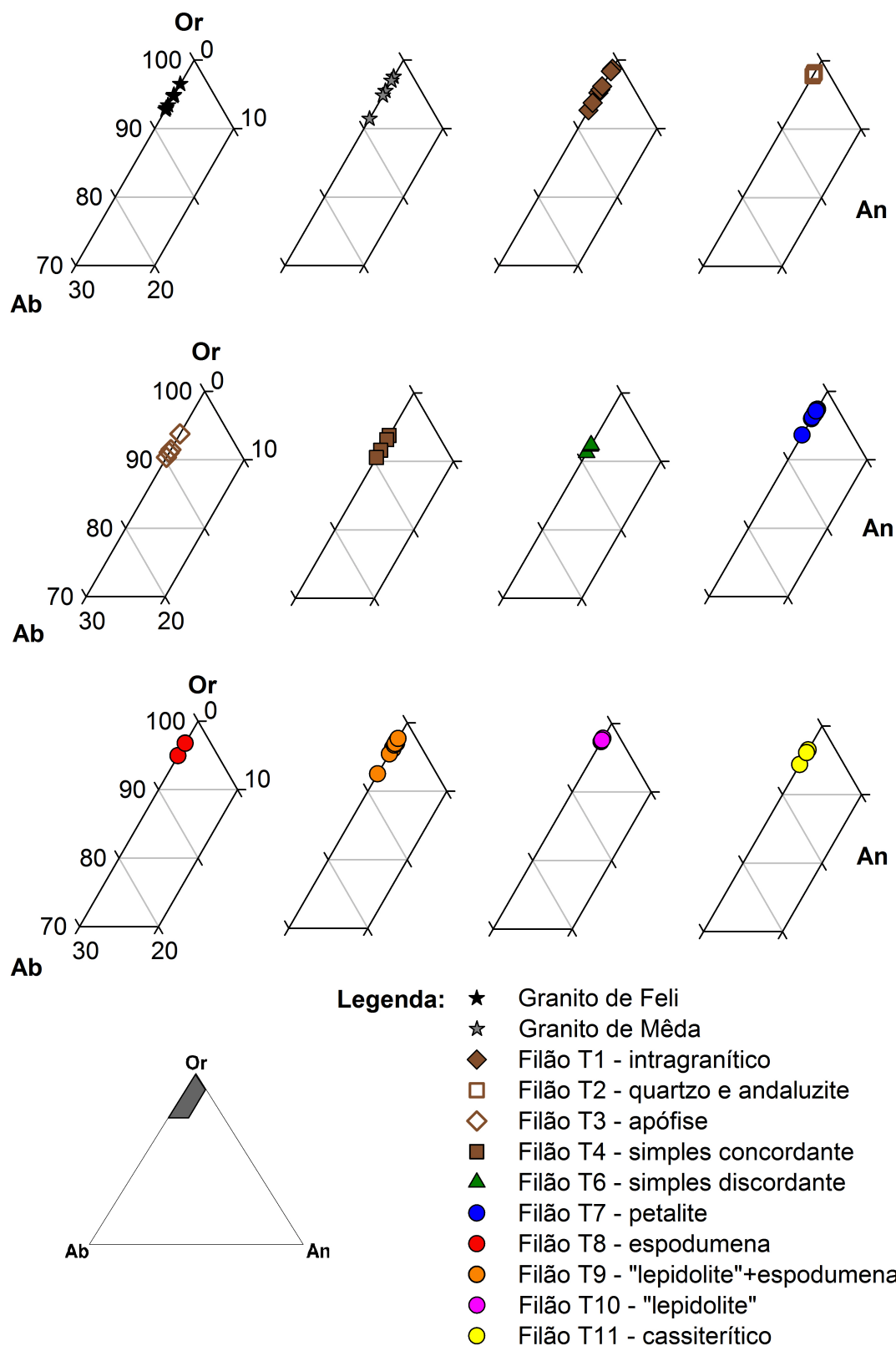


Figura V.1. Projecção das percentagens moleculares dos componentes ortose (Or) – albite (Ab) – anortite (An) do feldspato potássico, com base nas proporções catiónicas de K, Na e Ca, respectivamente.

Tabela V.1. Composição química do feldspato potássico dos granitos e filões do campo apitopegmático da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	F	F	F	F	F	F	M	M	M	M	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	63,71	64,12	63,93	64,27	64,10	64,18	64,62	64,41	64,30	64,30	64,05	63,14	63,30	63,09	64,20	
Al ₂ O ₃	17,95	18,02	18,15	17,84	17,95	17,93	17,65	17,83	18,20	17,93	17,43	18,09	18,36	17,88	17,74	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,04	0,05	0,06	0,07	0,04	0,07	0,03	0,08	0,08	0,06	0,03	0,08	0,07	0,06	0,05	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	0,58	0,79	0,40	0,72	0,54	0,80	0,33	0,57	0,95	0,49	0,18	0,68	0,80	0,48	0,14	
K ₂ O	15,73	15,79	16,59	15,49	15,34	15,47	16,19	15,95	15,41	15,74	16,19	15,57	15,33	16,17	16,58	
Total	98,01	98,77	99,13	98,39	98,07	98,45	98,82	98,92	99,00	98,59	97,88	97,56	97,86	97,77	98,77	
Si	11,986	11,969	11,938	12,021	12,002	11,995	12,055	12,004	11,956	11,997	12,067	11,930	11,908	11,940	12,010	
Al	3,980	3,965	3,995	3,933	3,961	3,950	3,881	3,916	3,988	3,943	3,870	4,029	4,071	3,988	3,911	
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,011	
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mg	0,011	0,013	0,017	0,020	0,012	0,020	0,008	0,023	0,021	0,015	0,009	0,022	0,021	0,016	0,013	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,210	0,285	0,144	0,262	0,197	0,288	0,120	0,207	0,343	0,177	0,065	0,251	0,292	0,177	0,051	
K	3,775	3,760	3,952	3,696	3,664	3,688	3,853	3,792	3,655	3,746	3,891	3,753	3,679	3,904	3,957	
Z	15,967	15,934	15,933	15,954	15,963	15,944	15,935	15,920	15,944	15,940	15,937	15,959	15,979	15,928	15,922	
X	3,997	4,058	4,113	3,978	3,888	3,997	3,981	4,033	4,030	3,950	3,965	4,026	3,991	4,111	4,031	
%Or	94,7	93,0	96,5	93,4	94,9	92,7	97,0	94,8	91,4	95,5	98,4	93,7	92,7	95,7	98,7	
%Ab	5,3	7,0	3,5	6,6	5,1	7,3	3,0	5,2	8,6	4,5	1,6	6,3	7,3	4,3	1,3	
%An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Rb*	d.l.	2159	d.l.	d.l.	3476	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	2106	d.l.	d.l.	d.l.	3205	
Str*	3706	4056	4860	4382	5048	5584	5178	5767	5649	6087	4702	5088	4999	4954	4524	
Cs*	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	337	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	388	d.l.	d.l.	
Ba*	638	1520	528	478	967	686	1112	1270	451	1440	d.l.	886	628	455	773	

F - granito de Feli; M - granito de Média; * - ppm; d.l. - abaixo do limite de detecção.

(continua na página seguinte)

Tabela V.1. (continuação)

Tipo	2	2	2	2	2	3	3	3	3	4	4	4	4	6	6	6
									wt%							
SiO ₂	63,90	62,36	64,17	63,60	64,62	63,15	63,54	63,01	64,30	64,11	63,74	64,46	63,55	63,65	63,63	
Al ₂ O ₃	18,25	18,31	18,35	18,00	18,33	18,54	18,18	18,54	18,21	18,07	18,29	18,39	18,71	18,77	18,46	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,10	0,17	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,07	0,07	0,06	0,09	0,08	0,06	0,03	0,10	0,04	0,04	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	0,21	0,18	0,24	0,19	0,19	1,00	0,95	1,06	0,69	0,77	0,95	1,02	0,95	0,84	0,82	
K ₂ O	15,95	16,27	15,77	15,70	15,73	15,42	15,43	15,06	15,87	15,88	15,74	14,86	14,97	15,13	15,12	
Total	98,37	97,19	98,58	97,63	98,94	98,17	98,19	97,87	99,28	98,87	98,78	98,92	98,22	98,45	98,15	
Si	11,951	11,856	11,962	11,983	12,000	11,865	11,926	11,858	11,951	11,963	11,916	11,954	11,880	11,882	11,910	
Al	4,023	4,103	4,032	3,997	4,012	4,106	4,022	4,112	3,989	3,974	4,030	4,020	4,123	4,130	4,073	
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	
Mn	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,010	0,015	0,026	0,000	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	
Mg	0,019	0,020	0,016	0,024	0,021	0,016	0,009	0,028	0,011	0,012	0,016	0,019	0,013	0,016	0,018	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,074	0,068	0,086	0,071	0,067	0,364	0,345	0,387	0,250	0,278	0,344	0,367	0,343	0,305	0,297	
K	3,806	3,946	3,750	3,774	3,727	3,696	3,695	3,616	3,763	3,780	3,754	3,516	3,570	3,603	3,611	
Z	15,974	15,959	15,993	15,980	16,013	15,970	15,948	15,971	15,941	15,937	15,946	15,974	16,003	16,012	15,983	
X	3,899	4,034	3,851	3,877	3,815	4,076	4,059	4,046	4,050	4,070	4,114	3,920	3,926	3,924	3,935	
%Or	98,1	98,3	97,8	98,2	98,2	91,0	91,5	90,3	93,8	93,2	91,6	90,6	91,2	92,2	92,4	
%Ab	1,9	1,7	2,2	1,8	1,8	9,0	8,5	9,7	6,2	6,8	8,4	9,4	8,8	7,8	7,6	
%An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Rb*	d.l.	1781	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	10790	7585	10059	
Sr*	7231	5271	5485	5848	4746	4992	5394	4893	4894	5123	4543	5835	1153	1294	1274	
Cs*	d.l.	295	d.l.	d.l.	d.l.	321	326	377	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
Ba*	1563	2928	3150	923	332	d.l.	517	545	918	794	d.l.	1054	d.l.	469	842	

* - ppm; d.l. - abaixo do limite de detecção; n.a. - não analisado.

(continua na página seguinte)

Tabela V.1. (continuação)

Tipo	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8	8	9	9	9	9
											wt%				
SiO ₂	67,44	66,24	63,57	63,94	63,59	63,63	64,45	64,09	64,62	64,22	64,95	64,38	64,25	63,75	64,11
Al ₂ O ₃	18,56	18,54	18,69	18,35	18,15	18,55	18,35	18,22	18,27	18,30	18,39	18,30	17,87	18,11	18,13
FeO	0,09	0,00	0,02	0,03	0,06	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,05	0,12	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,40	0,31	0,29	0,31
MgO	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,26	0,36	0,71	0,33	0,32	0,43	0,28	0,33	0,35	0,55	0,34	0,40	0,31	0,29	0,31
K ₂ O	13,08	13,66	15,89	15,62	15,93	15,78	16,17	15,64	15,94	15,63	15,40	15,62	15,78	15,93	15,59
Total	99,49	98,92	99,02	98,26	98,06	98,39	99,43	98,32	99,24	98,80	99,13	98,71	98,29	98,14	98,22
Si	12,209	12,133	11,876	11,982	11,981	11,937	11,974	12,012	11,998	11,976	12,021	12,009	12,047	11,994	12,010
Al	3,960	4,003	4,116	4,052	4,031	4,102	4,017	4,026	3,998	4,022	4,012	4,024	3,948	4,017	4,003
Fe ²⁺	0,014	0,000	0,004	0,005	0,009	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,010	0,006
Mn	0,000	0,008	0,020	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
Mg	0,017	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,027	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,090	0,127	0,258	0,118	0,117	0,158	0,101	0,119	0,126	0,198	0,121	0,144	0,111	0,105	0,114
K	3,021	3,192	3,787	3,734	3,828	3,776	3,832	3,740	3,776	3,718	3,636	3,718	3,775	3,824	3,726
Z	16,169	16,136	15,992	16,034	16,012	16,039	15,991	16,038	15,996	15,998	16,033	16,033	15,995	16,011	16,012
X	3,142	3,347	4,069	3,857	3,959	3,933	3,962	3,864	3,919	3,944	3,771	3,862	3,900	3,938	3,852
%Or	97,1	96,2	93,6	96,9	96,9	96,0	97,3	96,9	96,8	94,9	96,8	96,3	97,1	97,3	97,0
%Ab	2,9	3,8	6,4	3,1	3,0	4,0	2,6	3,1	3,2	5,1	3,2	3,7	2,9	2,7	3,0
%An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Rb*	1518	1392	1777	1182	379	423	1676	443	1296	860	1232	764	1673	1284	1612
Sr*	2196	1034	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1875	1835	1669	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs*	134	544	d.l.	d.l.	26	468	805	52	720	d.l.	d.l.	939	365	313	1097
Ba*	d.l.	487	d.l.	d.l.	299	d.l.	d.l.	d.l.	432	0	457	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.

* - ppm; d.l. – abaixo do limite de detecção; n.a. – não analisado.
(continua na página seguinte)

(continua na página seguinte)

Tabela V.1. (continuação)

Tipo	9	9	9	9	9	9	9	9	9	10	10	10	10	11	11	11
SiO ₂	64,06	64,11	64,36	64,29	64,34	65,40	65,69	66,36	65,04	64,79	65,33	64,90	65,70	64,94	65,35	
Al ₂ O ₃	18,32	18,12	17,91	17,75	18,00	16,96	17,35	17,57	16,37	17,58	17,86	17,97	18,32	17,76	18,39	
FeO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,82	0,30	0,48	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,07	
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	0,82	0,30	0,48	0,25	0,31	0,35	0,31	0,22	0,24	0,28	0,28	0,26	0,33	0,59	0,39	
K ₂ O	15,39	15,47	15,39	15,71	15,84	15,87	14,69	14,41	16,27	15,49	15,89	15,79	13,72	15,07	14,55	
Total	98,61	98,04	98,15	98,01	98,48	98,71	98,09	98,69	97,98	98,20	99,41	99,06	98,12	98,43	98,74	
Si	1,1,951	12,032	12,053	12,079	12,040	12,198	12,220	12,236	12,250	12,117	12,088	12,057	12,140	12,095	12,075	
Al	4,029	4,009	3,954	3,929	3,970	3,728	3,804	3,818	3,634	3,875	3,895	3,935	3,990	3,899	4,005	
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,002	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,016	0,017	0,016	0,016	0,014	0,017	0,015	0,019	0,019	
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,296	0,109	0,174	0,093	0,112	0,128	0,110	0,080	0,087	0,101	0,099	0,093	0,117	0,213	0,139	
K	3,664	3,704	3,677	3,766	3,780	3,776	3,486	3,390	3,909	3,696	3,751	3,742	3,234	3,581	3,430	
Z	15,980	16,040	16,007	16,008	16,009	15,926	16,025	16,054	15,884	15,992	15,983	15,991	16,129	15,993	16,080	
X	3,963	3,818	3,852	3,859	3,892	3,927	3,612	3,496	4,012	3,813	3,864	3,864	3,366	3,813	3,587	
%Or	92,5	97,1	95,4	97,6	97,1	96,7	96,9	97,7	97,8	97,3	97,4	97,6	96,5	94,4	96,1	
%Ab	7,5	2,9	4,5	2,4	2,9	3,3	3,1	2,3	2,2	2,7	2,6	2,4	3,5	5,6	3,9	
%An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Rb*	1720	1600	1791	2455	2564	1727	2431	1924	1366	1678	878	882	948	1136	1243	
Sr*	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1229	1645	1971	1647	1925	2078	2046	1947	1891	2190	
Cs*	417	340	1408	549	774	441	378	404	118	109	524	319	d.l.	d.l.	d.l.	
Ba*	945	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	841	d.l.	d.l.	d.l.	365	995	632	339	339	479	

* - ppm; d.l. - abaixo do limite de detecção; n.a. - não analisado

Pelo contrário, os filões litiníferos exibem feldspatos potássicos mais ricos em Cs (240 – 552 ppm; $n = 51$) e Rb (1129 – 1788 ppm; $n = 51$). Dentro deste grupo de filões observa-se a definição de uma linha de evolução química comum, evidente na projecção da razão K/Rb vs. Rb (Figura V.2).

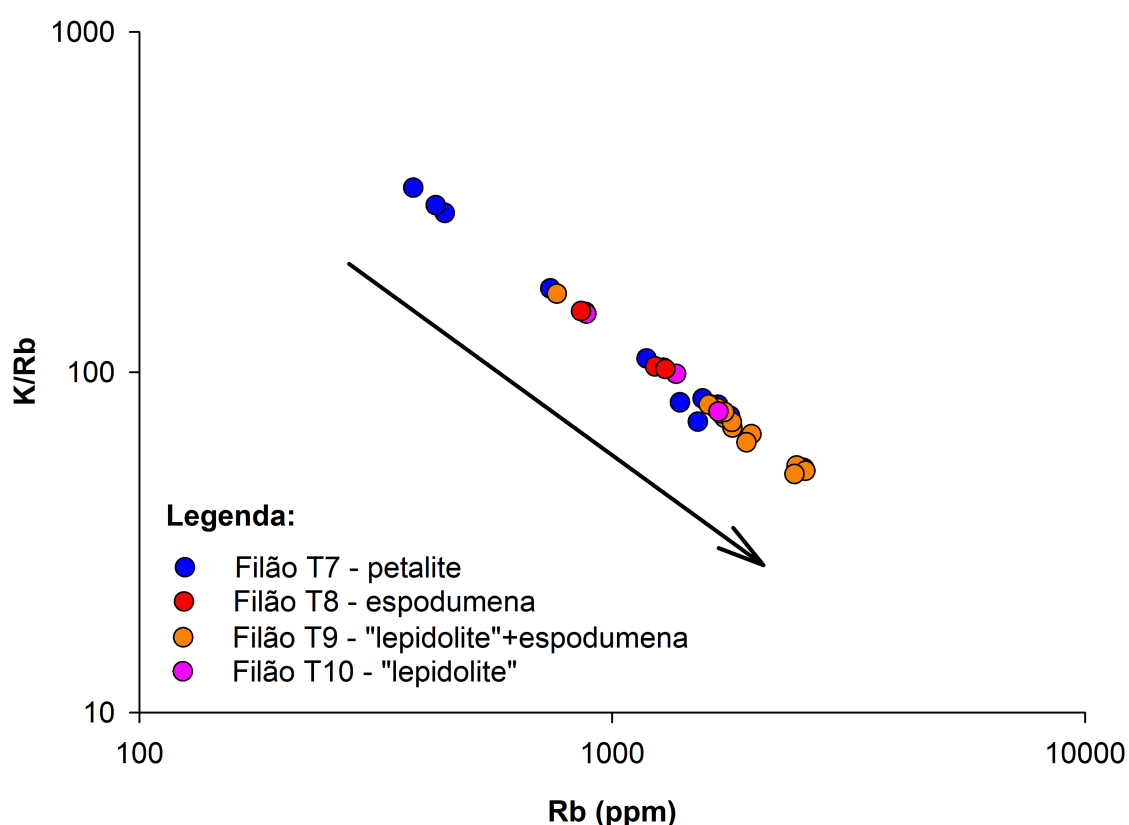


Figura V.2. Razão K/Rb vs. Rb para o feldspato potássico dos filões aplitepegmatíticos mineralizados em lítio.

O enriquecimento em Rb dos filões aplitepegmatíticos simples discordantes (tipo 6) com valores superiores a qualquer outro tipo de filão, faz suspeitar que muitos destes corpos filonianos do tipo 6, sem mineralização aparente à superfície, possam conter mineralizações mais complexas em níveis não aflorantes

A composição da plagioclase dos diferentes tipos de granitos e filões analisados não exibe diferenças significativas, correspondendo ao termo albite, com valores que variam entre $An_{0,0-1,0}$ (Figura V.3 e Tabela V.2).

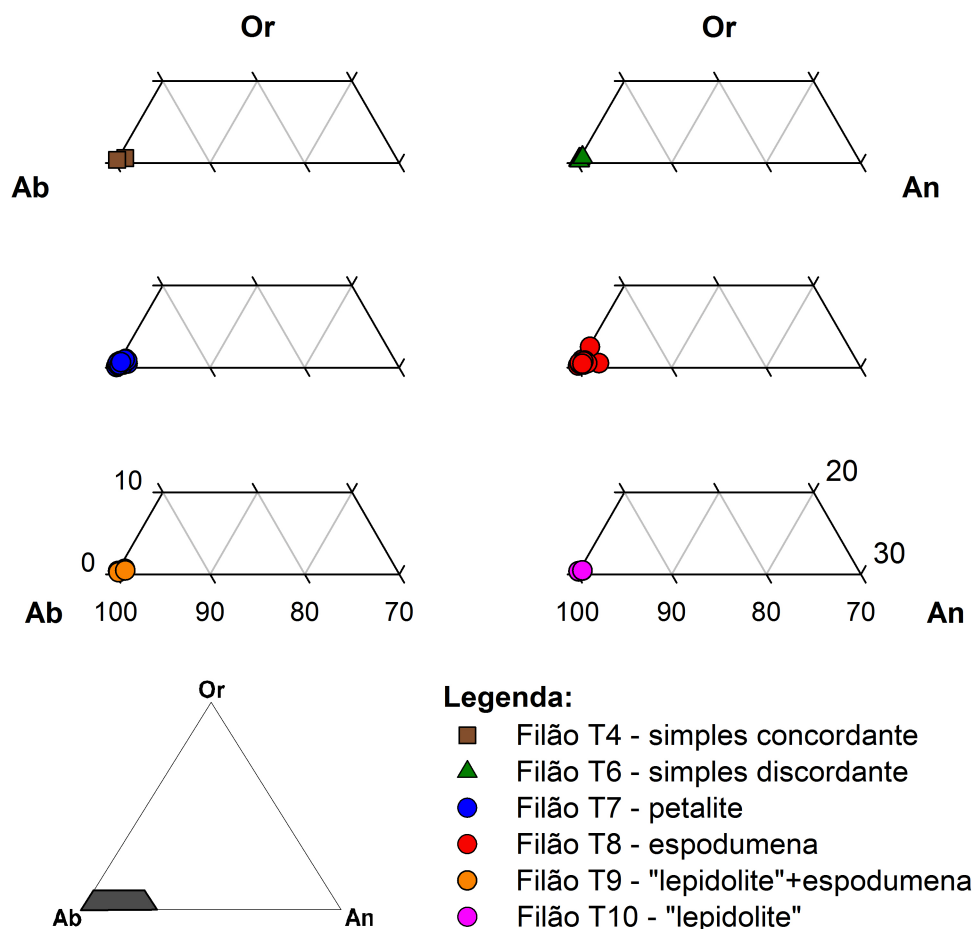


Figura V.3. Projecção das percentagens moleculares dos componentes ortose (Or) – albite (Ab) – anortite (An) da plagioclase, com base nas proporções catiónicas de K, Na e Ca, respectivamente.

V.1.3. Discussão

Os resultados obtidos com os elementos traço, essencialmente no feldspato potássico, encaixam na afirmação de Kretz (1970), segundo o qual, “seja qual for o tipo de pegmatito, os padrões de acumulação de determinados elementos tanto parece ser em parte sistemática, como parcialmente errática”.

A dispersão encontrada nos dados e correlações dos diferentes elementos, especialmente nos aplitopegmatitos mais simples – sem mineralização litínifera – pode estar relacionada com diversos factores: erros analíticos; reacções *subsólidas* de reordenamento Si-Al; dificuldades de detecção através de microsonda electrónica de determinados elementos. Martin (1982), Černý (1994) e London (2008) referem estes, entre outros, como factores que podem levar a resultados difíceis de interpretar.

Tabela V.2. Composição química da plagioclase dos granitos e filões do campo aplitopegmático da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

Tipo	4	4	6	6	6	6	6	7	7	7	7	7	7	7
								wt%						
SiO ₂	69,37	69,43	68,25	68,21	69,04	68,65	68,43	68,73	68,20	69,46	68,91	67,07	68,36	67,82
Al ₂ O ₃	19,56	19,73	19,00	18,81	19,23	19,29	18,98	19,17	19,46	18,83	19,75	19,18	19,50	19,97
FeO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,05	0,05	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
MgO	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,15	0,06	0,01	0,02	0,00	0,05	0,11	0,04	0,04	0,07	0,04	0,00	0,01
Na ₂ O	11,42	11,30	11,07	11,55	11,36	11,44	11,94	11,59	11,77	11,96	12,03	11,61	11,95	11,94
K ₂ O	0,07	0,11	0,11	0,05	0,09	0,09	0,13	0,17	0,07	0,05	0,05	0,09	0,07	0,07
Total	100,49	100,79	98,50	98,63	99,75	99,46	99,58	99,82	99,54	100,36	100,83	97,99	99,95	99,80
									32 O					
Si	12,028	12,002	12,067	12,064	12,059	12,034	12,003	12,028	11,958	12,082	11,951	11,948	11,961	11,883
Al	3,997	4,020	3,959	3,922	3,959	3,986	3,925	3,955	4,021	3,860	4,036	4,028	4,022	4,124
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,003	0,001	0,003	0,000	0,007	0,007	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Mg	0,018	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,028	0,011	0,002	0,003	0,000	0,009	0,021	0,008	0,008	0,013	0,007	0,000	0,001
Na	3,839	3,787	3,795	3,960	3,847	3,888	4,062	3,931	4,003	4,035	4,044	4,010	4,053	4,056
K	0,015	0,023	0,026	0,012	0,019	0,019	0,030	0,039	0,015	0,010	0,012	0,020	0,016	0,016
Z	16,025	16,022	16,026	15,986	16,018	16,020	15,929	15,983	15,980	15,942	15,987	15,976	15,982	16,007
X	3,873	3,858	3,834	3,974	3,872	3,907	4,107	3,997	4,026	4,056	4,072	4,037	4,079	4,073
%Or	0,4	0,6	0,7	0,3	0,5	0,5	0,7	1,0	0,4	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4
%Ab	99,6	98,7	99,0	99,7	99,4	99,5	99,1	98,5	99,4	99,5	99,4	99,3	99,6	99,6
%An	0,0	0,7	0,3	0,0	0,1	0,0	0,2	0,5	0,2	0,2	0,3	0,2	0,0	0,0

(continua na página seguinte)

Tabela V.2. (continuação.)

Tipo	8	8	8	8	8	8	8	8	8	9	9	9	9	9	10	10	10	10	10
wt%																			
SiO ₂	68,54	66,55	68,18	68,50	69,82	69,09	68,64	69,70	68,07	67,66	67,66	67,69	68,72	69,20	69,54	68,00	67,92		
Al ₂ O ₃	19,40	19,17	18,96	19,27	19,23	19,69	19,83	19,45	19,32	19,98	19,75	20,04	19,96	19,34	19,76	19,08	19,34		
FeO	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,06	0,01	0,02	0,03	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00		
MnO	0,00	1,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	0,00	0,23	0,03	0,01	0,09	0,18	0,07	0,07	0,02	0,16	0,04	0,19	0,02	0,00	0,00	0,08	0,07		
Na ₂ O	11,83	11,69	11,93	12,08	11,37	11,23	11,47	11,44	12,02	12,20	12,15	12,30	11,48	12,08	11,92	11,63	11,50		
K ₂ O	0,10	0,15	0,47	0,11	0,14	0,09	0,13	0,08	0,07	0,12	0,04	0,09	0,07	0,06	0,07	0,08	0,08		
Total	99,87	98,94	99,57	99,98	100,71	100,28	100,39	100,88	99,51	100,13	99,76	100,34	100,31	100,69	101,31	98,87	98,91		
Si	11,991	11,844	12,001	11,983	12,082	12,007	11,945	12,045	11,953	11,841	11,883	11,834	11,952	12,011	11,988	12,013	11,988		
Al	4,000	4,021	3,933	3,973	3,922	4,033	4,067	3,962	3,999	4,122	4,089	4,129	4,092	3,967	4,015	3,974	4,023		
Fe ²⁺	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,009	0,001	0,003	0,005	0,005	0,007	0,001	0,003	0,000	0,000		
Mn	0,000	0,153	0,000	0,005	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,014	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ca	0,000	0,043	0,006	0,001	0,017	0,033	0,013	0,013	0,003	0,029	0,008	0,035	0,004	0,000	0,000	0,014	0,014		
Na	4,011	4,033	4,073	4,096	3,815	3,784	3,870	3,833	4,092	4,138	4,139	4,171	3,873	4,067	3,983	3,983	3,935		
K	0,023	0,034	0,106	0,024	0,032	0,020	0,029	0,018	0,016	0,027	0,010	0,019	0,015	0,014	0,014	0,017	0,018		
Z	15,991	15,865	15,934	15,956	16,004	16,040	16,012	16,006	15,952	15,963	15,972	15,963	16,044	15,968	16,002	15,986	16,011		
X	4,035	4,284	4,184	4,126	3,876	3,837	3,955	3,893	4,113	4,197	4,172	4,229	3,898	4,081	4,000	4,014	3,967		
%Or	0,6	0,8	2,5	0,6	0,8	0,5	0,7	0,5	0,4	0,6	0,2	0,5	0,4	0,3	0,4	0,4	0,5		
%Ab	99,4	98,1	97,3	99,4	98,7	98,6	98,9	99,2	99,5	98,7	99,6	98,7	99,5	99,7	99,6	99,2	99,2		
%An	0,0	1,0	0,1	0,0	0,4	0,9	0,3	0,3	0,1	0,7	0,2	0,8	0,1	0,0	0,0	0,4	0,3		

São estes factos, entre outros, que tal como referido no início deste subcapítulo dedicado aos feldspatos, que London (2008) afirma que se é comumente aceite que os aspectos químicos e estruturais do feldspato potássico tende a modificar ou ser obliterado, o uso destes como marcadores do fraccionamento pegmatítico deve ser feito com cautela ou deve mesmo ser evitado.

Apesar de todos estes argumentos acima expostos, a principal razão não residirá num desses factores, mas principalmente no tipo de metodologia escolhido. A determinação dos elementos traço não deveria ter sido realizada unicamente através de microsonda electrónica, mas sim complementada com outros métodos, e.g., espectrometrias de emissão com plasma DCP (Direct Coupled Plasma) ou ICP (Inductively Coupled Plasma).

No entanto, e apesar de todas estas condicionantes, pode-se afirmar através da análise do gráfico K/Rb vs. Rb (Figura V.2), que existe uma sequência de fraccionamento no conjunto dos aplitopegmatitos com lítio, o que faz prever uma relação petrogenética, pelo menos para estes filões aplitopegmatíticos do campo da Fregeneda–Almendra.

O aumento da proporção albite/feldspato potássico, coincide com o aumento da distância aos granitos da área, e entrada progressiva na zona de afloramento dos filões aplitopegmatíticos litiníferos, mineralogicamente mais enriquecidos – T7, T8, T9 e T10.

Este enriquecimento da albite sobre o feldspato potássico nos aplitopegmatitos mais distantes, e geoquimicamente mais evoluídos, é também referido por Černý *et al.* (2005) e poderá estar relacionada com a progressiva acumulação de voláteis nos fundidos residuais, nomeadamente o B, P e F (London, 1989; London, 2005a). Segundo este autor, a acumulação destes voláteis provoca a mudança na composição do fundido para teores mais sódicos, levando a que as fases cristalinas se tornem equivalentemente potássicas. Aquando da cristalização do fundido rico em fundentes, a plagioclase sódica já predomina, acabando o restante K existente no fundido por entrar na estrutura das micas.

Analisando, ainda que com algumas reservas, os teores obtidos para os elementos traço do feldspato potássico, pode-se afirmar que os filões quartzo-andaluzíticos (T2), as apófises aplitopegmatíticas (T3) e os filões simples concordantes (T4) são os filões menos evoluídos, apresentando os valores de Cs e Rb mais baixos.

É notório o enriquecimento em certos elementos litófilos, nomeadamente Cs e Rb, nos filões aplitepegmatíticos com mineralização litinífera – T7, T8, T9 e T10 – e consequente empobrecimento em Ba, fazendo deste conjunto os termos mais evoluídos do campo aplitepegmatítico.

V.2. MICAS

Em conjunto com o quartzo e os feldspatos, as micas são um dos principais constituintes das paragénese pegmatíticas.

A ocorrência de moscovite e biotite, associadas ou não, em pegmatitos composicionalmente mais simples é comum. No entanto, nos pegmatitos mais ricos em elementos raros – e.g. família LCT – a moscovite predomina, conferindo a estes corpos o seu carácter peraluminoso.

Trabalhos como os de Hawthorne & Černý (1982) e Černý & Burt (1984) compilam muita da informação, ainda actual, da ocorrência e composição de micas nos pegmatitos.

Além da sua estabilidade num amplo espectro de temperaturas e pressões, as micas são, pelas suas propriedades físicas, composição química e relações paragenéticas, excelentes marcadores do grau de diferenciação e das condições de cristalização dos corpos pegmatíticos. Sinal disso, é a diversidade de trabalhos que empregam as micas como indicador do grau evolutivo (Foord *et al.*, 1985; Jolliff *et al.*, 1987, 1992; Neiva, 1987; Neiva *et al.*, 2002, 2008; Henderson *et al.*, 1989; Charoy *et al.*, 1995; Roda *et al.*, 1995a, 2006, 2007a, b, 2009; Wise, 1995; Kile & Foord, 1998; Pesquera *et al.*, 1999; Brigatti *et al.*, 2000; Vieira *et al.*, 2007c, 2010 “*em publicação*”, van Lichtervelde, 2008).

As micas objecto principal deste estudo, e que são comuns aos granitos e aos diversos tipos de aplitopegmatitos, pertencem à série moscovite-“lepidolite” (Tischendorf *et al.*, 2004).

Mas tal como descrito anteriormente (na Tabela IV.2, página 82), existem outros tipos de micas associadas aos filões da Fregeneda-Almendra. A biotite está especialmente associada aos filões mineralogicamente mais simples (T1, T3 e T4). Também é possível observar, em micas de grão muito fino, uma tendência “zinnwaldítica”, mais concretamente no filão da mina da Bajoca e no granito não aflorante na zona da Mina Feli, aqui denominado por granito de Feli. Estas micas não foram objecto de interpretação geoquímica.

De referir ainda a ocorrência de cookeite, associada à alteração dos aluminossilicatos de lítio, petalite e espodumena.

V.2.1. Petrografia

A moscovite é comum a todos os tipos de filões e granitos estudados, ocorrendo quer nas zonas de contacto, em alguns casos associada a turmalina e biotite, ou em zonas mais internas dos filões. Por vezes é possível observar nos filões do tipo 1 e 4 (intragraníticos e simples concordantes, respectivamente), moscovite a desenvolver-se perpendicularmente ao contacto com o encaixante.

O tamanho de grãos das micas estudadas é muito variável, sendo que normalmente ocorrem em texturas tipo “book”, em agregados laminares e tabulares de tons prateados, manifestando um carácter magmático.

Agregados moscovíticos esverdeados de grão fino são também muito frequentes. Estes agregados fibro-radiais, aciculares e de formas anédricas, estão local e especialmente associados à pseudomorfose e alteração de fases minerais prévias – feldspatos ou aluminossilicatos de lítio, por exemplo.

A moscovite associada aos filões de quartzo com cassiterite (tipo 11) ocorre em pequenas placas foliáceas (< 1 cm), com uma cor amarela-esbranquiçada.

Pelo contrário, as micas litiníferas, mais concretamente moscovite-litinífera, ocorre apenas em dois dos onze tipos de pegmatitos definidos – “lepidolite” + + espodumena (T9) e “lepidolite” (T 10) – que são filões particularmente ricos em Li e F, quando comparados com os restantes filões estudados.

Este tipo de mica apresenta tons violácea, com cristais centimétricos (~ 1 cm), formando cunhas inter- e intragranular ou em agregados finos tipo sacaróide (com quartzo e feldspatos).

É possível observar nos filões do tipo 9 e 10 a alternância de bandas ricas em “lepidolite” e quartzo, com bandas ricas em plagioclase e feldspato potássico.

A cookeite – clorite de lítio – surge em pequenos cristais fibro-radiais em intercrescimentos com moscovite, associada à alteração da petalite e espodumena. Aparece quer em clara substituição dos aluminossilicatos de lítio referidos, quer a crescer em espaços intercrystalinos (Figuras V.8 e V.10, das páginas 129 e 131, respectivamente).

V.2.2. Composição química

São observadas diferenças na composição química das micas, em função do tipo de pegmatito em que estas ocorrem. Estas diferenças são evidentes, não só para os elementos maiores e menores, como também nos teores dos elementos traço (Tabelas V.3 e V.4; Figuras V.4 e V.5).

A representação gráfica $(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti} - {}^{\text{VI}}\text{Al})$ vs. $(\text{Mg} - \text{Li})$ (Tischendorf *et al.*, 1997), mostra que as micas associadas aos filões com “lepidolite” + espodumena (tipo 9) e “lepidolite” (tipo 10) se projectam desde o termo moscovítico, até valores próximos do termo trilitonite, com maior densidade de dados na zona da moscovite-litinífera. As micas associadas aos restantes filões aplitopegmatíticos e granitos correspondem, segundo o mesmo gráfico ao termo moscovite (Figura V.4 e Tabela V.3).

A moscovite mostra uma clara deficiência intercamada (posição X) $\sum(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} + \text{Rb} + \text{Cs})$ especialmente evidente nas amostras dos granitos de Mêda e Feli (1,82 – 1,93 a.p.f.u.) e nos filões do tipo 1 ao tipo 4 (1,77 – 1,96 a.p.f.u.) (Tabela V.3).

O preenchimento das posições octaédricas nas moscovites associadas aos granitos, pegmatitos estéreis (tipo 1 ao tipo 4), intermédios (tipo 6), filões com petalite (tipo 7) e filões com espodumena (tipo 8) varia em média entre 4,055 a.p.f.u. ($n = 6$; tipo 2) e 4,148 a.p.f.u. ($n = 12$; tipo 1), valores próximos dos 4,0 a.p.f.u da moscovite dioctaédrica. As moscovites do granito de Feli (4,250 – 4,296 a.p.f.u) e dos filões aplitopegmatíticos do tipo 9 (“lepidolite” + espodumena) e tipo 10 (“lepidolite”) expressam valores mais altos de ocupação octaédrica, com valores médios de 4,289 a.p.f.u ($n = 37$) para a moscovite dos filões.

A moscovite-litinífera, restrita aos pegmatitos do tipo 9 e 10, tem valores de ocupação octaédrica a variar entre 4,518 a.p.f.u (dioctaédrica < 5) e 5,494 a.p.f.u (trioctaédrica > 5).

A moscovite associada aos pegmatitos do tipo 9 e 10 apresenta, quando comparada com a moscovite dos granitos e restantes tipos de filões, os valores mais altos em Li_2O ($< 1,83$ wt%, $n = 43$), F ($< 3,63$ wt%, $n = 43$), Rb_2O ($< 0,99$ wt%, $n = 43$), Cs_2O ($< 0,65$ wt%, $n = 43$) e os mais baixos relativamente ao Al_2O_3 ($> 30,74$ wt%, $n = 43$). É também notório na moscovite do granito de Feli um ligeiro enriquecimento em Li e F, quando comparada com as moscovites do granito de Mêda e os restantes filões aplitopegmatíticos.

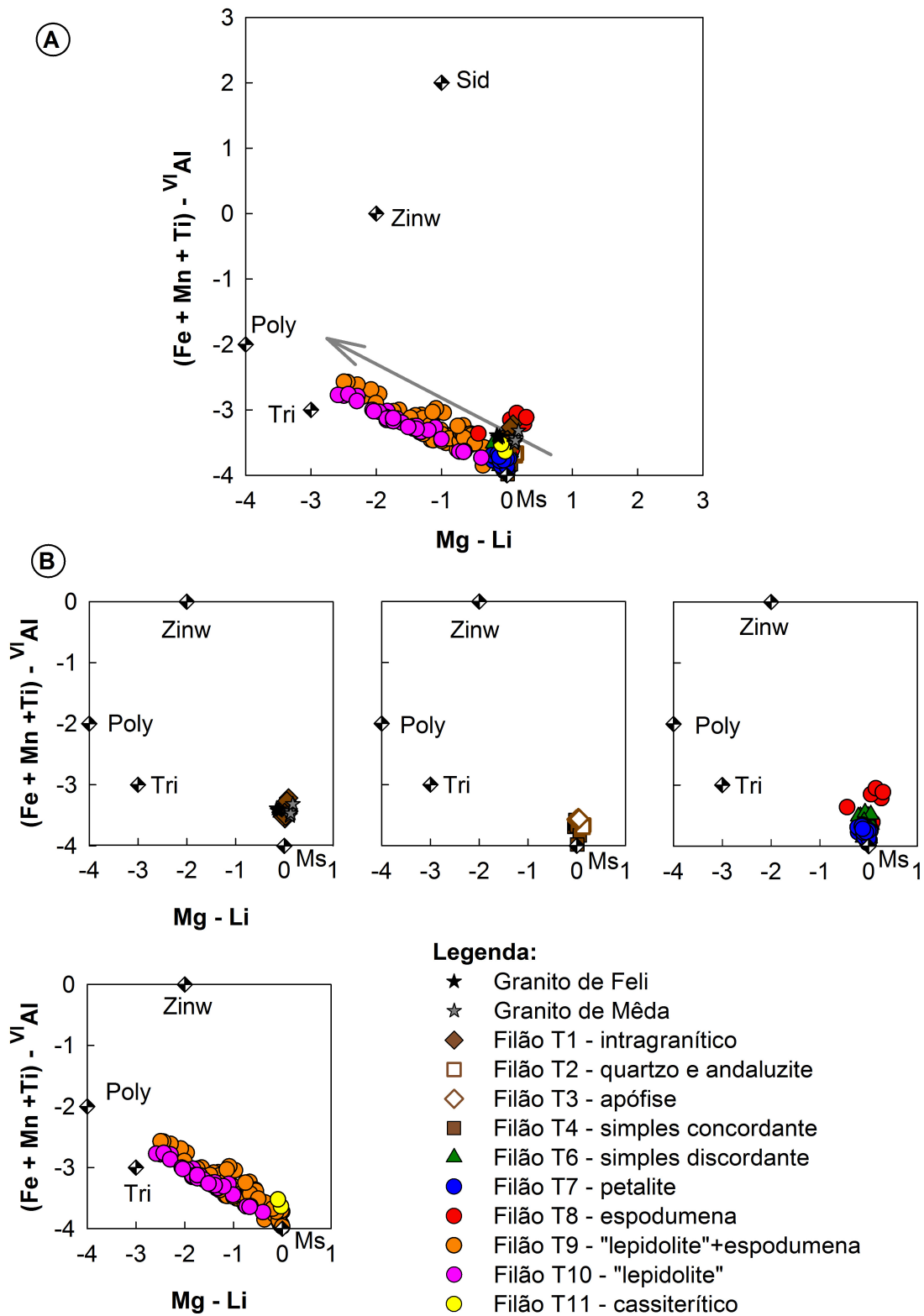


Figura V.4. (a) Gráfico $(Fe + Mn + Ti) - VIAl$ vs. $Mg - Li$ (Tischendorf *et al.*, 1997); e, (b) pormenor dessa representação gráfica, para as micas associadas aos diferentes tipos de granitos e filões do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. (Dados em a.p.f.u; Os termos estão representados por diamantes a preto e branco, onde Ms = moscovite, Tri = Trillitionite, Poly = Polilitionite, Zinw = Zinnwaldite e Sid = Siderofilite).

Tabela V.3. Composição química da moscovite e moscovite-litínifera dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Dados adicionais no Anexo A. 1. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	F	F	F	M	M	M	M	M	1	1	1	1	1	1
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
	wt%													
SiO ₂	45,84	45,00	45,65	44,86	45,54	45,63	45,26	45,83	45,36	45,06	45,19	45,15	45,39	45,30
TiO ₂	0,21	0,37	0,26	0,45	0,40	0,53	0,39	0,42	0,00	0,07	0,16	0,21	0,30	0,18
Al ₂ O ₃	34,14	34,54	34,59	34,01	34,64	34,62	34,72	33,29	34,43	35,22	34,67	35,17	34,71	34,67
FeO	1,70	1,71	1,82	1,58	1,35	1,28	1,57	1,94	2,05	1,66	2,01	1,86	2,10	1,84
MnO	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,09	0,09
MgO	0,71	0,67	0,66	0,84	0,79	0,77	0,78	1,17	0,39	0,31	0,45	0,43	0,53	0,45
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O*	0,51	0,45	0,53	0,10	0,08	0,08	0,05	0,11	0,12	0,09	0,16	0,15	0,18	0,29
Na ₂ O	0,55	0,58	0,55	0,53	0,60	0,70	0,56	0,45	0,72	0,72	0,72	0,72	0,72	0,72
K ₂ O	9,82	10,09	9,96	10,22	10,15	9,47	10,30	9,92	9,77	10,23	9,93	9,73	9,69	10,10
BaO	0,00	0,13	0,07	0,00	0,04	0,09	0,09	0,20	0,00	0,07	0,05	0,09	0,10	0,06
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,17	1,05	1,20	0,40	0,37	0,37	0,31	0,43	0,44	0,39	0,52	0,50	0,55	0,76
O=F	0,49	0,44	0,51	0,17	0,16	0,15	0,13	0,18	0,19	0,16	0,22	0,21	0,23	0,32
H ₂ O [†]	3,88	3,92	3,89	4,18	4,26	4,25	4,27	4,20	4,18	4,23	4,16	4,19	4,17	4,06
Total	98,04	98,06	98,78	96,99	98,17	97,63	98,17	97,78	97,27	98,00	97,81	98,09	98,31	98,20
	24 (O, OH, F)													
Si	6,200	6,112	6,146	6,156	6,164	6,182	6,139	6,240	6,197	6,124	6,151	6,120	6,145	6,144
^{IV} Al	1,800	1,888	1,854	1,844	1,836	1,818	1,861	1,760	1,803	1,876	1,849	1,880	1,855	1,856
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,642	3,640	3,634	3,657	3,690	3,710	3,689	3,582	3,740	3,766	3,712	3,739	3,683	3,687
Ti	0,022	0,038	0,026	0,046	0,040	0,054	0,040	0,043	0,000	0,007	0,016	0,021	0,031	0,018
Fe ²⁺	0,192	0,194	0,205	0,181	0,153	0,145	0,178	0,221	0,234	0,189	0,229	0,211	0,238	0,209
Mn	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,010	0,010
Mg	0,143	0,135	0,132	0,171	0,159	0,156	0,157	0,238	0,078	0,064	0,091	0,087	0,108	0,091
Li*	0,277	0,243	0,285	0,053	0,043	0,042	0,026	0,061	0,065	0,049	0,088	0,081	0,096	0,157
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000
(Y)	4,276	4,250	4,296	4,109	4,097	4,106	4,090	4,145	4,118	4,087	4,136	4,149	4,166	4,173
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,145	0,152	0,143	0,141	0,158	0,183	0,146	0,119	0,191	0,190	0,190	0,189	0,189	0,190
K	1,694	1,748	1,711	1,789	1,753	1,637	1,782	1,723	1,703	1,774	1,724	1,683	1,674	1,748
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(X)	1,839	1,900	1,853	1,930	1,910	1,820	1,928	1,843	1,894	1,964	1,914	1,872	1,863	1,937
F	0,500	0,451	0,511	0,174	0,158	0,157	0,135	0,185	0,192	0,168	0,225	0,214	0,235	0,326
OH	3,500	3,549	3,489	3,826	3,842	3,843	3,866	3,815	3,808	3,832	3,775	3,786	3,765	3,674

* - Calculado segundo a fórmula $Li_2O = 0,5387F - 0,1205$. A forte correlação entre os valores de Li obtidos por ICP-MS e os valores de F obtidos por microsonda electrónica ($R^2 = 0,9685$, $n = 11$) permitem que os teores em Li das restantes amostras sejam calculados de acordo com esta fórmula. Esta correlação é consistente com o proposto por Henderson et al. (1989), Tindle & Webb (1990), Tischendorf et al. (1997) e Pesquera et al. (1999). Foi experimentalmente demonstrado por Monier & Robert (1986).

† - Calculado; F – granito de Feli; M – granito de Mêda; Ms – moscovite.

(continua na página seguinte)

Tabela V.3. (continuação)

TIPO	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
	wt%													
SiO ₂	45,50	45,45	45,11	45,08	45,10	45,00	46,05	45,91	45,99	45,86	45,88	46,02	45,82	45,29
TiO ₂	0,17	0,18	0,18	0,19	0,25	0,21	0,15	0,17	0,14	0,22	0,11	0,25	0,20	0,05
Al ₂ O ₃	35,52	34,92	35,36	34,93	35,25	35,24	35,00	35,28	35,56	34,76	35,27	34,96	35,37	35,76
FeO	0,86	0,86	0,90	0,88	0,88	0,81	1,43	1,29	1,52	1,28	1,44	1,09	1,20	1,26
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,07	0,00	0,00	0,00
MgO	0,64	0,61	0,60	0,62	0,70	0,61	0,53	0,54	0,51	0,59	0,57	0,49	0,48	0,16
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,18	0,19	0,16	0,12	0,23	0,19	0,14
Na ₂ O	1,11	1,04	1,13	1,07	1,04	1,04	0,82	0,82	0,60	0,84	0,91	0,97	0,85	0,68
K ₂ O	9,08	9,19	9,08	9,16	8,92	9,33	9,67	9,66	10,09	9,61	9,91	9,91	9,57	9,85
BaO	0,18	0,11	0,20	0,14	0,21	0,17	0,08	0,08	0,11	0,07	0,05	0,09	0,04	0,10
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,49	0,56	0,58	0,52	0,45	0,65	0,58	0,49
O=F	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,21	0,24	0,24	0,22	0,19	0,27	0,24	0,21
H ₂ O [†]	4,43	4,40	4,41	4,35	4,40	4,40	4,22	4,20	4,21	4,19	4,25	4,15	4,18	4,20
Total	97,51	96,76	96,97	96,46	96,85	96,81	98,38	98,67	99,26	98,00	98,85	98,54	98,24	97,77
	24 (O, OH, F)													
Si	6,153	6,193	6,140	6,168	6,142	6,140	6,197	6,165	6,149	6,196	6,160	6,188	6,164	6,134
^{IV} Al	1,847	1,807	1,860	1,832	1,858	1,860	1,803	1,835	1,851	1,804	1,840	1,812	1,836	1,866
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,815	3,801	3,813	3,801	3,800	3,808	3,749	3,748	3,753	3,730	3,741	3,728	3,773	3,842
Ti	0,017	0,019	0,019	0,020	0,025	0,021	0,015	0,018	0,014	0,022	0,011	0,025	0,020	0,005
Fe ²⁺	0,097	0,098	0,102	0,100	0,100	0,092	0,161	0,144	0,170	0,145	0,162	0,122	0,135	0,143
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,008	0,000	0,000	0,000
Mg	0,128	0,124	0,123	0,126	0,143	0,124	0,106	0,108	0,101	0,119	0,115	0,099	0,097	0,032
Li*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,079	0,098	0,104	0,086	0,066	0,123	0,104	0,078
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(Y)	4,058	4,042	4,057	4,047	4,081	4,045	4,110	4,137	4,142	4,115	4,103	4,097	4,128	4,100
Ca	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,292	0,274	0,298	0,285	0,274	0,276	0,214	0,213	0,156	0,221	0,236	0,253	0,222	0,178
K	1,567	1,598	1,577	1,599	1,550	1,624	1,660	1,655	1,721	1,656	1,697	1,700	1,642	1,702
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(X)	1,861	1,872	1,875	1,883	1,824	1,900	1,874	1,868	1,877	1,877	1,933	1,953	1,865	1,880
F	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000	0,000	0,210	0,238	0,246	0,221	0,192	0,275	0,246	0,209
OH	4,000	4,000	4,000	3,968	4,000	4,000	3,790	3,762	3,754	3,779	3,808	3,725	3,754	3,791

* - Calculado segundo a fórmula $Li_2O = 0,5387F - 0,1205$; [†] - Calculado; Ms – moscovite.

(continua na página seguinte)

Tabela V.3. (continuação)

Tipo	4	4	6	6	6	6	7	7	7	7	7	7	8	8
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
	wt%													
SiO ₂	46,56	46,55	45,28	45,81	45,17	44,62	44,82	45,59	44,53	45,39	45,77	44,83	45,97	45,15
TiO ₂	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,06	0,14	0,06	0,10	0,58	0,00
Al ₂ O ₃	37,07	36,36	37,08	36,47	36,88	36,40	36,86	37,83	37,15	37,11	37,41	35,99	31,96	36,01
FeO	0,84	1,19	0,41	1,03	0,64	0,68	0,88	0,30	0,71	0,82	0,55	0,99	1,95	0,91
MnO	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,31	0,39	0,00	0,07	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	1,29	0,20
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Li ₂ O*	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,09	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Na ₂ O	0,79	0,78	0,79	0,39	0,48	0,43	0,46	0,38	0,33	0,40	0,29	0,45	0,39	0,50
K ₂ O	9,20	9,72	9,72	10,26	9,92	9,89	10,63	10,77	10,61	10,57	10,67	10,63	10,55	10,80
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n. a.	n. a.
Rb ₂ O	0,25	0,00	0,00	0,00	0,32	0,43	0,32	0,00	0,34	0,36	0,00	0,42	0,00	0,08
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,09	0,16	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01
F	0,08	0,49	0,14	0,15	0,06	0,11	0,33	0,24	0,38	0,19	0,21	0,34	0,18	0,18
O=F	0,04	0,21	0,06	0,06	0,03	0,05	0,14	0,10	0,16	0,08	0,09	0,14	0,07	0,07
H ₂ O [†]	4,50	4,30	4,39	4,40	4,42	4,34	4,29	4,40	4,25	4,39	4,41	4,24	4,28	4,35
Total	99,56	99,85	97,83	98,61	98,30	97,17	98,77	99,42	98,29	99,29	99,33	97,97	97,12	98,20
	24 (O, OH, F)													
Si	6,151	6,155	6,093	6,145	6,087	6,088	6,039	6,057	6,018	6,069	6,089	6,097	6,321	6,113
^{IV} Al	1,849	1,845	1,907	1,855	1,913	1,912	1,961	1,943	1,982	1,931	1,911	1,903	1,679	1,887
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,923	3,820	3,974	3,910	3,945	3,942	3,892	3,982	3,892	3,918	3,954	3,865	3,500	3,859
Ti	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,013	0,014	0,006	0,011	0,060	0,000
Fe ²⁺	0,092	0,132	0,046	0,115	0,072	0,077	0,099	0,033	0,099	0,091	0,062	0,113	0,224	0,103
Mn	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	0,060	0,077	0,000	0,015	0,018	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,264	0,040
Li*	0,000	0,076	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,006	0,031	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,013	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009
(Y)	4,076	4,118	4,029	4,041	4,045	4,025	4,049	4,021	4,049	4,023	4,029	4,023	4,049	4,013
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Na	0,202	0,199	0,205	0,102	0,126	0,113	0,121	0,098	0,121	0,104	0,076	0,119	0,104	0,130
K	1,551	1,639	1,669	1,756	1,706	1,722	1,828	1,825	1,828	1,803	1,811	1,845	1,851	1,865
Rb	0,021	0,000	0,000	0,000	0,028	0,038	0,028	0,000	0,028	0,031	0,000	0,037	0,000	0,007
Cs	0,000	0,000	0,000	0,005	0,009	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000
(X)	1,774	1,839	1,874	1,863	1,869	1,897	1,976	1,923	1,976	1,938	1,886	2,002	1,960	2,002
F	0,035	0,204	0,059	0,062	0,026	0,048	0,141	0,103	0,163	0,082	0,088	0,146	0,076	0,076
OH	3,965	3,796	3,941	3,939	3,974	3,952	3,859	3,896	3,835	3,918	3,910	3,850	3,924	3,924

* - Calculado segundo a fórmula $Li_2O = 0,5387F - 0,1205$; [†] - Calculado; Ms – moscovite; n. a. – não analisado.

(continua na página seguinte)

Tabela V.3. (continuação)

Tipo	8	8	8	8	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi
	wt%													
SiO ₂	45,69	45,93	45,73	45,47	45,44	45,38	45,32	46,53	45,21	44,95	47,19	49,72	48,96	49,37
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,12	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06
Al ₂ O ₃	37,19	36,63	36,81	36,44	37,81	37,79	37,41	36,16	37,03	36,23	30,63	24,01	25,58	24,67
FeO	0,61	0,76	0,62	0,62	0,29	0,52	0,34	0,82	1,29	1,08	0,30	1,08	1,04	1,04
MnO	0,01	0,15	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,07	0,12	0,30	0,28	0,58	0,75	0,59
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,32	0,36
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Li ₂ O*	0,00	0,00	0,04	0,03	0,06	0,11	0,03	0,28	0,03	0,00	2,10	4,40	3,75	4,52
Na ₂ O	0,66	0,58	0,55	0,77	0,49	0,42	0,48	0,39	0,87	0,36	0,19	0,16	0,20	0,20
K ₂ O	10,43	10,42	10,44	10,14	10,57	10,81	10,49	10,17	9,97	10,61	9,80	10,24	10,29	9,91
BaO	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0,06	n. a.	n. a.	n. a.
Rb ₂ O	0,05	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,13	0,16	0,51	1,18	1,00	1,21
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03	0,04	0,21	0,86	0,79	0,79
F	0,20	0,23	0,30	0,28	0,33	0,43	0,28	0,75	0,28	0,13	4,12	8,38	7,19	8,61
O=F	0,08	0,10	0,13	0,12	0,14	0,18	0,12	0,32	0,12	0,05	1,73	3,53	3,03	3,62
H ₂ O [†]	4,40	4,38	4,34	4,32	4,35	4,32	4,35	4,15	4,36	4,36	2,41	0,37	0,95	0,29
Total	99,17	98,98	98,84	98,03	99,28	99,75	98,73	99,02	99,40	98,17	96,06	97,44	97,78	98,01
	24 (O, OH, F)													
Si	6,093	6,139	6,120	6,128	6,044	6,025	6,067	6,197	6,042	6,094	6,493	6,864	6,746	6,777
^{IV} Al	1,907	1,861	1,880	1,872	1,956	1,975	1,933	1,803	1,958	1,906	1,507	1,136	1,254	1,223
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,938	3,909	3,926	3,917	3,972	3,938	3,970	3,874	3,874	3,882	3,459	2,770	2,900	2,768
Ti	0,000	0,000	0,000	0,003	0,006	0,012	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006
Fe ²⁺	0,068	0,085	0,069	0,070	0,032	0,057	0,039	0,092	0,144	0,122	0,035	0,124	0,119	0,119
Mn	0,002	0,017	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	0,007	0,014	0,035	0,033	0,068	0,087	0,069
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li*	0,000	0,001	0,023	0,016	0,030	0,058	0,015	0,152	0,016	0,000	1,161	2,441	2,079	2,494
Zn	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,006	0,000	0,000	0,000	0,033	0,037
(Y)	4,008	4,013	4,021	4,009	4,040	4,066	4,028	4,126	4,066	4,039	4,688	5,403	5,218	5,494
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Na	0,170	0,150	0,142	0,202	0,128	0,109	0,124	0,102	0,225	0,095	0,049	0,042	0,052	0,054
K	1,775	1,776	1,783	1,744	1,794	1,830	1,791	1,727	1,700	1,834	1,720	1,803	1,808	1,736
Rb	0,004	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,011	0,014	0,045	0,104	0,089	0,107
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,012	0,051	0,046	0,046
(X)	1,951	1,926	1,934	1,946	1,923	1,941	1,924	1,829	1,940	1,946	1,827	2,001	1,996	1,945
F	0,085	0,096	0,128	0,118	0,138	0,179	0,117	0,316	0,117	0,054	1,793	3,661	3,132	3,737
OH	3,915	3,904	3,872	3,882	3,863	3,821	3,882	3,684	3,883	3,946	2,207	0,340	0,868	0,263

* - Calculado segundo a fórmula $Li_2O = 0,5387F - 0,1205$; [†] - Calculado; Ms – moscovite; MsLi – moscovite-litínifera; n.a. – não analisado

(continua na página seguinte)

Tabela V.3. (continuação)

TIPO	9	9	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	11	11
Mica	MsLi	MsLi	Ms	Ms	Ms	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	Ms	Ms
wt%														
SiO ₂	48,97	47,64	49,38	46,88	46,86	51,80	52,44	49,78	49,14	52,05	51,35	49,67	45,65	44,50
TiO ₂	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	29,11	30,32	31,47	33,55	33,84	23,64	21,87	28,48	28,43	22,51	23,62	28,22	36,12	34,24
FeO	0,05	0,16	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,12	0,06	0,00	0,01	0,01	1,38	1,53
MnO	0,37	0,22	0,00	0,10	0,13	0,14	0,10	0,54	0,35	0,32	0,20	0,15	0,03	0,01
MgO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,26
ZnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
Li ₂ O*	2,57	1,87	1,20	1,34	0,72	4,74	4,38	2,00	3,78	4,13	4,54	2,63	0,11	0,25
Na ₂ O	0,17	0,37	0,14	0,68	0,52	0,29	0,28	0,21	0,31	0,25	0,36	0,42	0,42	0,36
K ₂ O	10,07	10,39	10,28	9,98	10,36	9,83	10,06	10,24	10,27	10,09	10,01	10,11	11,12	11,31
BaO	0,09	n.a.	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	0,00	n.a.	0,00	n.a.	0,00	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,61	0,69	0,05	0,88	0,71	1,36	1,40	1,09	1,47	1,29	1,29	0,99	0,21	0,19
Cs ₂ O	0,18	0,22	0,00	0,08	0,04	0,62	0,59	0,13	0,25	0,47	0,60	0,09	0,01	0,04
F	4,99	3,69	2,45	2,72	1,56	9,02	8,35	3,94	7,24	7,89	8,66	5,10	0,42	0,69
O=F	2,10	1,55	1,03	1,14	0,66	3,80	3,52	1,66	3,05	3,32	3,65	2,15	0,18	0,29
H ₂ O [†]	2,05	2,62	3,29	3,16	3,69	0,15	0,39	2,53	1,04	0,61	0,29	1,99	4,28	4,02
Total	97,22	96,68	97,23	98,23	97,76	97,88	96,34	97,43	99,56	96,28	97,44	97,24	99,79	97,18
24 (O, OH, F)														
Si	6,653	6,540	6,644	6,320	6,346	7,024	7,224	6,776	6,587	7,172	7,009	6,752	6,107	6,140
^{IV} Al	1,347	1,460	1,356	1,680	1,654	0,976	0,776	1,224	1,413	0,828	0,991	1,248	1,893	1,860
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,314	3,444	3,634	3,650	3,747	2,801	2,775	3,346	3,079	2,828	2,809	3,272	3,802	3,708
Ti	0,006	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,006	0,006
Fe ²⁺	0,006	0,018	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,014	0,007	0,000	0,001	0,002	0,154	0,177
Mn	0,043	0,026	0,000	0,012	0,014	0,016	0,012	0,062	0,040	0,038	0,023	0,017	0,003	0,001
Mg	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,053
Li*	1,403	1,031	0,650	0,728	0,392	2,583	2,426	1,097	2,037	2,287	2,495	1,437	0,057	0,139
Zn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000
(Y)	4,781	4,524	4,284	4,390	4,154	5,410	5,213	4,518	5,190	5,153	5,342	4,727	4,055	4,085
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001
Na	0,044	0,099	0,037	0,177	0,135	0,077	0,075	0,055	0,080	0,066	0,094	0,110	0,109	0,096
K	1,745	1,819	1,764	1,717	1,789	1,701	1,768	1,779	1,757	1,773	1,742	1,754	1,898	1,991
Rb	0,053	0,061	0,004	0,077	0,062	0,118	0,124	0,096	0,126	0,114	0,113	0,086	0,018	0,017
Cs	0,010	0,013	0,000	0,004	0,002	0,036	0,034	0,008	0,014	0,028	0,035	0,005	0,001	0,002
(X)	1,853	1,991	1,805	1,975	1,988	1,935	2,001	1,937	1,977	1,981	1,988	1,955	2,025	2,108
F	2,144	1,602	1,044	1,158	0,668	3,866	3,639	1,697	3,068	3,436	3,738	2,193	0,178	0,301
OH	1,856	2,398	2,954	2,839	3,329	0,134	0,361	2,301	0,932	0,564	0,262	1,802	3,822	3,699

* - Calculado segundo a fórmula $Li_2O = 0,5387F - 0,1205$; [†] - Calculado; Ms – moscovite; MsLi – moscovite-litínifera; n.a. – não analisado

Ainda nos mesmos pegmatitos – tipo 9 e 10 – é possível observar um claro e natural enriquecimento da moscovite-litinífera em Li_2O e F [valores médios entre 2,67 e 5,17 wt% ($n = 50$), respectivamente] atingindo valores máximos de 4,74 wt% (Li_2O) e 9,02 wt% (F) nas micas que se projectam mais próximo do termo trilitonite. A moscovite-Li caracteriza-se ainda por altos conteúdos em MnO (0,75 wt%), Rb_2O (1,40 wt%) e Cs_2O (0,86 wt%).

Os dados de ICP-MS (Tabela V.4) são condizentes com as tendências observadas na interpretação dos dados de microsonda electrónica. A razão K/Rb para as micas (Figura V.5; Tabela V.4) diminui desde dos granitos de Mêda e Feli (74 e 58, respectivamente), ao longo dos pegmatitos estéreis do tipo 1, 2, 3 e 4 (49 a 147) e filões do tipo 11 (53), com valores decrescentes nos pegmatitos intermédios do tipo 6 (48) e nos pegmatitos com petalite (tipo 7) e com espodumena (tipo 8) (39 e 33, respectivamente). Os valores mais baixos são observados nos pegmatitos de “lepidolite” + espodumena (tipo 9) e “lepidolite” (tipo 10) (valores de 12 e 8, respectivamente).

No gráfico K/Rb vs. elementos traço (Figura V.5; Tabela V.4) é manifesto o enriquecimento em Li (14681 e 14774 ppm), Rb (7075 e 10388 ppm), Cs (1375 e 1891 ppm), Be (64 e 38 ppm) e Tl (43 e 53 ppm) na moscovite-litinífera dos filões do tipo 9 e 10, respectivamente. Por outro lado, o Ba mostra uma correlação negativa com a razão K/Rb, com os valores mais altos (1614 ppm) na moscovite dos filões quartzo-andaluzíticos do tipo 2.

Os valores mais altos de Sn (896 ppm) observam-se nas moscovites dos filões com cassiterite do tipo 11. Nota-se um enriquecimento em Sn desde o granito de Mêda (175 ppm) até aos pegmatitos simples discordantes do tipo 6 (669 ppm) e filões com petalite e espodumena (508 e 730 ppm, correspondentemente).

Tabela V.4. Dados de elementos traço e terras raras das micas dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. As amostras analisadas provêm dos mesmos granitos e filões apresentados na Tabela V.3. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Dados adicionais no Anexo A. 2. Valores obtidos por ICP-MS*.

TIPO	F	M	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	MsLi	MsLi	Ms
Elementos Traço						(ppm)						
Li	2626	752	435	162	294	128	142	401	205	14681	14774	843
Rb	1431	1121	1028	516	1494	1639	1714	2230	2633	7075	10388	1761
Cs	466	97	91	73	147	133	163	107	104	1375	1891	350
Sn	366	175	176	167	222	458	669	508	730	392	462	896
Zn	151	94	91	32	148	84	416	174	236	151	154	127
Ba	114	88	58	1614	207	96	20	21	7	10	6	213
Be	16	15	9	4	15	16	20	17	17	64	38	15
Nb	67	88	100	50	103	122	175	73	132	279	134	111
Ta	17	13	16	10	13	48	24	34	28	239	70	19
Zr	31	24	7	7	20	5	5	1	4	2	20	1
Ni	83	87	220	77	124	121	116	217	118	111	117	216
Tl	6	4	4	2	6	7	21	11	12	43	53	8
Pb	38	99	1136	546	432	297	55	121	112	39	67	34
K/Rb	58	74	80	147	54	49	48	39	33	12	8	53
Terras Raras						(ppm)						
Y	2,661	4,229	0,666	1,699	1,702	0,473	0,846	0,240	0,279	0,281	1,069	0,088
La	10,148	6,399	1,000	2,690	1,196	0,613	1,724	0,156	0,548	0,821	0,351	0,118
Ce	22,330	14,513	3,054	5,422	2,582	1,376	3,812	0,362	0,876	1,545	0,387	0,152
Pr	2,741	1,793	0,304	0,660	0,307	0,147	0,429	0,032	0,103	0,187	0,078	0,012
Nd	9,678	6,613	1,246	2,383	1,072	0,593	1,662	0,078	0,467	0,583	0,268	0,048
Sm	2,085	1,930	0,254	0,575	0,271	0,122	0,270	0,036	0,107	0,097	0,046	0,000
Eu	0,065	0,095	0,074	0,401	0,093	0,028	0,054	0,016	0,018	0,016	0,006	0,036
Gd	1,473	1,728	0,242	0,422	0,308	0,089	0,234	0,046	0,060	0,081	0,090	0,024
Tb	0,196	0,281	0,036	0,060	0,045	0,017	0,038	0,004	0,007	0,010	0,015	0,000
Dy	0,650	1,039	0,094	0,380	0,264	0,087	0,157	0,008	0,034	0,048	0,081	0,000
Ho	0,094	0,152	0,018	0,091	0,052	0,015	0,027	0,002	0,008	0,008	0,025	0,002
Er	0,177	0,256	0,020	0,146	0,163	0,045	0,053	0,006	0,019	0,017	0,058	0,004
Tm	0,025	0,035	0,002	0,025	0,027	0,005	0,009	0,004	0,003	0,003	0,008	0,000
Yb	0,145	0,205	0,016	0,150	0,212	0,044	0,046	0,000	0,004	0,005	0,028	0,006
Lu	0,020	0,026	0,002	0,019	0,033	0,006	0,006	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000
Σ(LREE)	47,05	31,34	5,93	12,13	5,52	2,88	7,95	0,68	2,12	3,25	1,14	0,37
Σ(HREE)	2,78	3,72	0,43	1,29	1,10	0,31	0,57	0,07	0,14	0,17	0,31	0,04
[†] (La/Yb) _N	47,54	21,20	42,46	12,18	3,83	9,46	25,46	-	93,07	111,55	8,52	13,36
[†] Eu/Eu*	0,11	0,16	0,90	2,37	0,98	0,78	0,64	1,20	0,62	0,53	0,28	5,67

F – granito de Feli, M – granito de Mêda; Ms – moscovite; MsLi – moscovite-litínifera [†] - McDonough & Sun (1995) Condrito (CI)

* - O lítio das amostras onde era expectável obter altos teores deste elemento, mais concretamente, a moscovite-litínifera dos filões do tipo 9 e tipo 10, foi obtido por absorção atômica

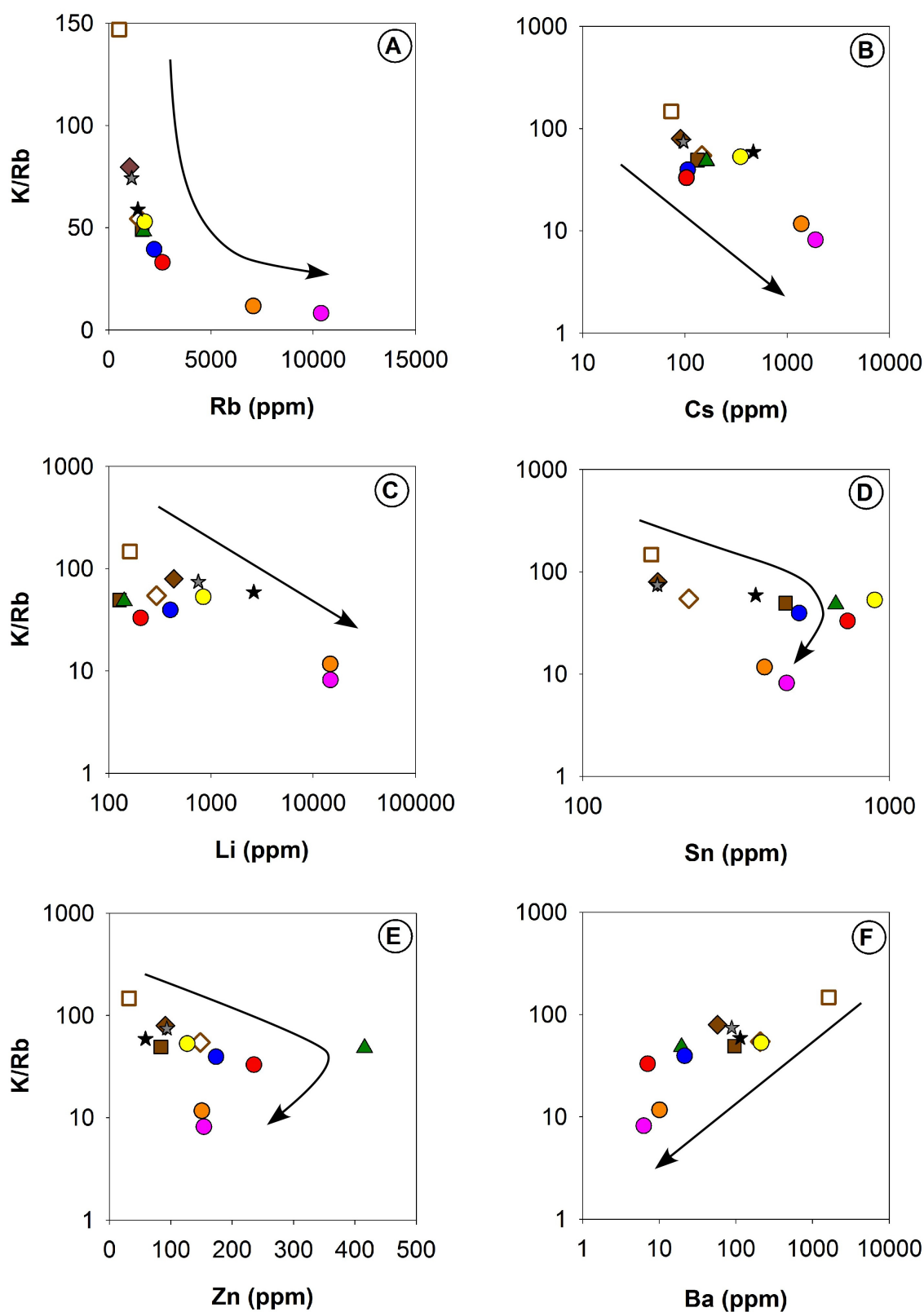


Figura V.5. (continuação na página seguinte).

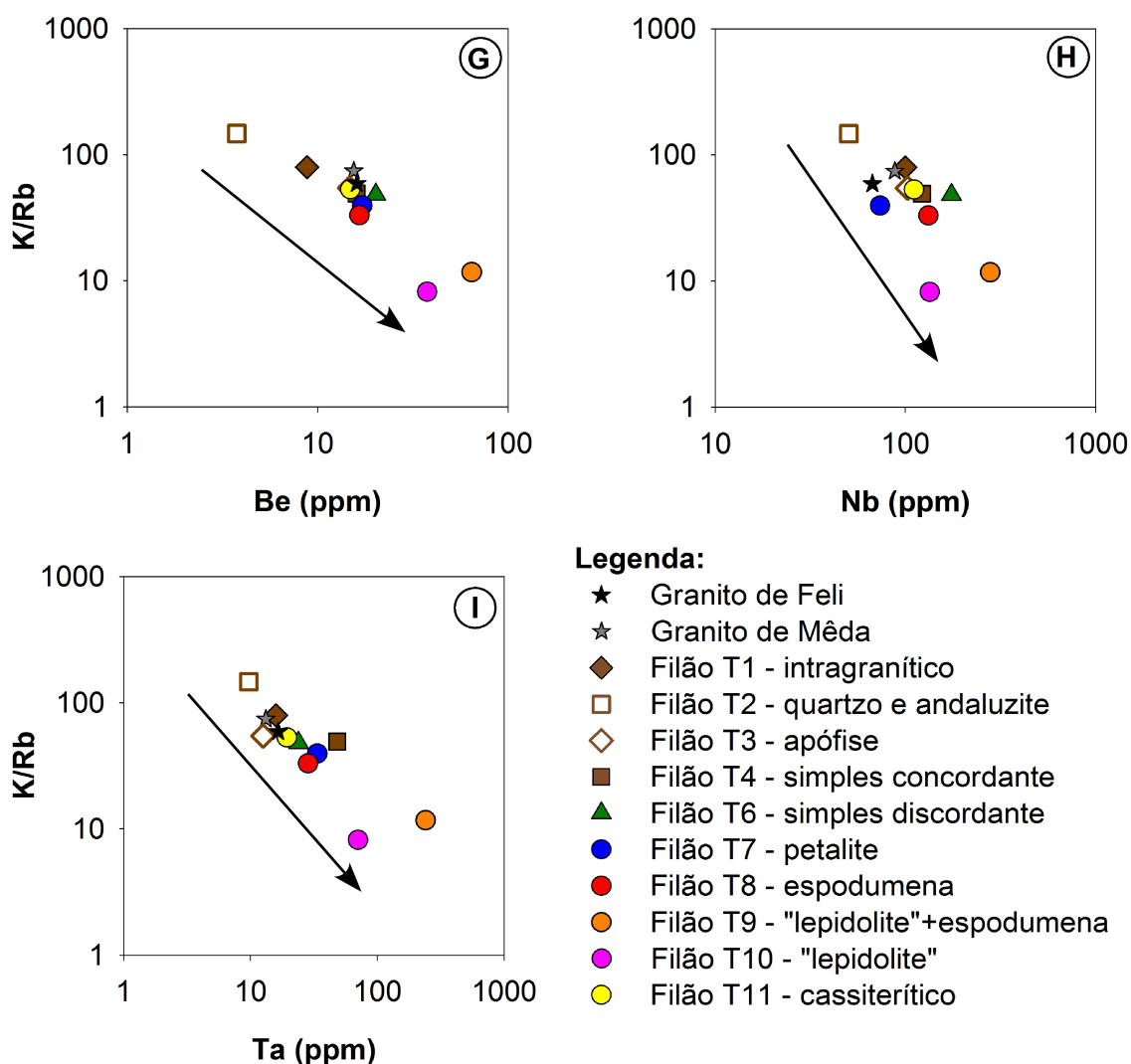


Figura V.5. Representação da concentração dos elementos traço nas micas dos granitos e filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. (Valores obtidos por ICP-MS).

As micas dos filões e dos granitos do campo da FA são pobres em terras raras (Tabela V.4), com valores de terras raras leves (Σ LREE) a variar entre 0,37 e 12,13 ppm, no caso dos filões aplitopegmatíticos, e com valores de 31,34 e 47,05 ppm para os granitos de Mêda e Feli, respectivamente. O valor de Σ HREE (terras raras pesadas) é ainda mais baixo, variando entre os 0,04 e os 1,29 ppm, no caso dos filões, e com valores máximos de 3,72 ppm (granito de Mêda)

Os padrões de terras raras mostram um relativo enriquecimento em LREE, com razões $(\text{La/Yb})_N$ entre 3,83 e 111,55. A anomalia em Eu é negativa na maioria dos filões

da FA e para os granitos (Tabela V.4 e Figura V.6) ($Eu/Eu^* = 0,28$ a $0,98$, nos filões aplitepegmatíticos; $Eu/Eu^* = 0,16$ e $0,11$, para o granito de Mêda e Feli, respectivamente).

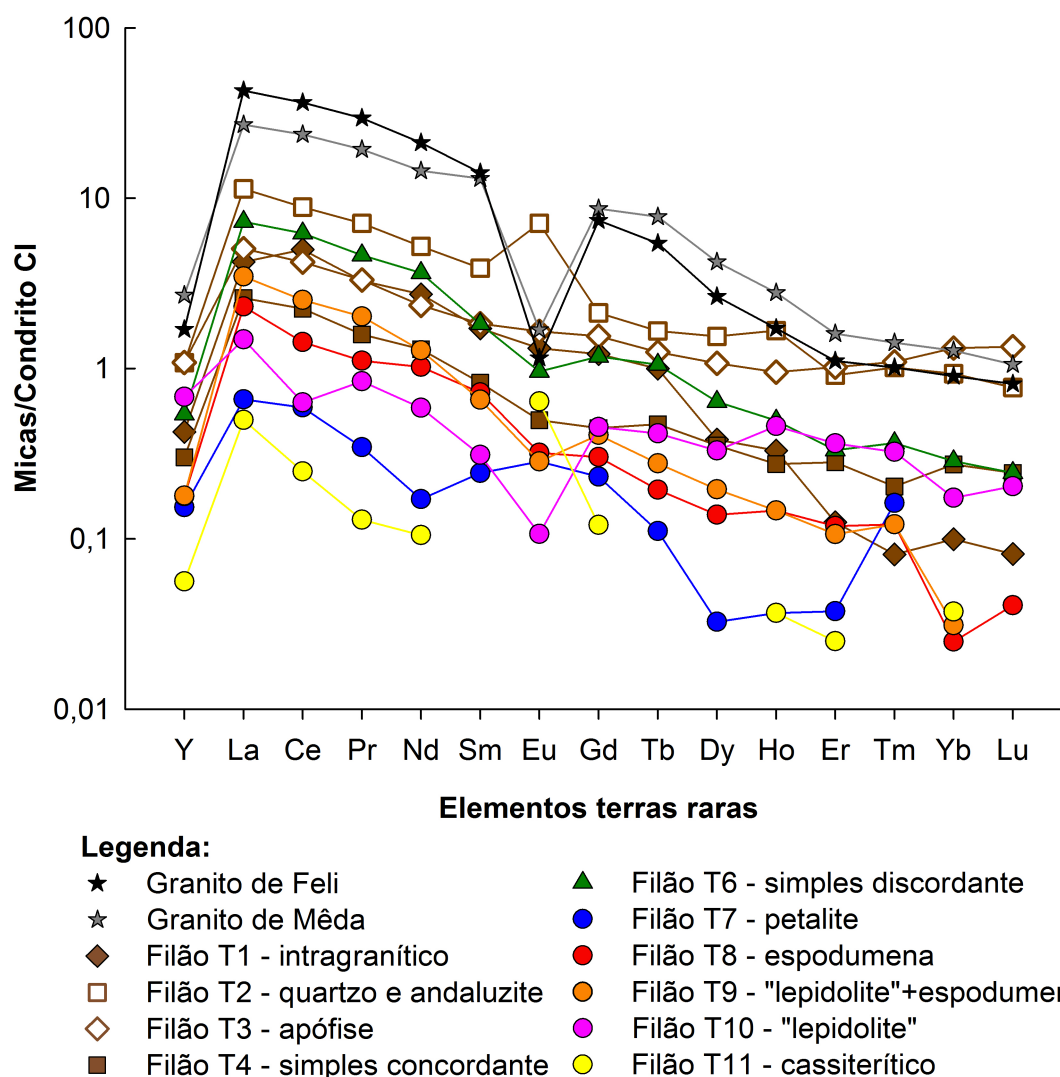


Figura V.6. Terras raras das micas dos granitos e filões do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra, normalizadas ao Condrito CI (McDonough & Sun, 1995). (Valores obtidos por ICP-MS).

Já no caso dos filões de quartzo-andaluzite (tipo 2) e dos filões ricos em cassiterite (tipo 11) a anomalia de Eu é positiva ($Eu/Eu^* = 2,37$ e $5,67$, respectivamente). A baixa percentagem de feldspato potássico e plagioclase, principais fases portadoras de európio, na paragénes mineral destes dois tipos de filões deverá estar associada à anomalia positiva.

O comportamento errático manifestado pelo padrão de terras raras para a amostra do filão do tipo 7 (filão petalítico – mina da Bajoca) poderá dever-se a um erro de

amostragem ou analítico. A não detecção de microinclusões de outras fases minerais nas micas seleccionadas, nomeadamente apatite, é uma possível justificação relatada por outros autores para este efeito (Neves, 1997; Tóth *et al.*, 2010).

V.2.3. Mecanismos de substituição

As micas estudadas fazem parte do grupo composicional de K–Li–Al–Si, ricas em Al (sem Fe).

Nos filões pegmatíticos onde a moscovite é a única mica presente, a sua composição é muito homogénea, com as maiores variações observadas nos filões espoduménicos (tipo 8) e nos filões intermédios (simples discordantes) do tipo 6 (Figuras V.4 e V.7).

As modificações composicionais nas moscovites pobres em Li associadas a todos os tipos de filões podem ser representadas pelos vectores:

- i. $\text{Al}_4\text{Si}_3\text{vac}_{-1}$;
- ii. $\text{Al}_2\text{vac}(\text{R}^{2+})_{-3}$, com menor influência,

onde *vac* representa a lacuna na posição octaédrica e $\text{R}^{2+} = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}$ (Figura V.7a e b).

No caso dos pegmatitos ricos em moscovite-litinífera (tipo 9 e 10), as micas definem uma tendência a partir da moscovite até composições bem próximas do termo trilitonite (Figura V.4).

Os valores de $^{\text{IV}}\text{Al}$ exibem uma correlação negativa com o Li (e F) em todas as micas dos tipos 9 e 10 ($R^2 = 0,966$). Também os pares Al vs. (Si + Li) ($R^2 = 0,978$) e Li vs. ($^{\text{VI}}\text{Al} + \text{vac}$) ($R^2 = 0,986$), apresentam correlações negativas, o que sugere que a incorporação do Li foi controlada principalmente pela combinação de dois vectores (Figura V.7b e c):

- iii. $\text{Li}_3\text{Al}_{-1}\text{vac}_{-2}$;
- iv. $\text{Si}_2\text{LiAl}_{-3}$.

No entanto, estes mecanismos não operaram nos filões portadores de moscovite-litinífera com a mesma intensidade. No caso dos filões aplitopegmatíticos do

tipo 9 – “lepidolite” + espodumena – o declive da recta de regressão linear para a relação Li vs. ($^{VI}Al + vac$) ($m_{declive} = -1,013$) (Figura V.7b e c), é ligeiramente superior ao declive das micas dos pegmatitos com “lepidolite” (tipo 10) ($m_{declive} = -1,003$). Isto indica que, o vector de substituição $Li_3Al_{-1}vac_{-2}$ foi mais importante nos pegmatitos onde a fase mineral litinífera é a mica (tipo 10), do que nos pegmatitos onde a espodumena ocorre com a moscovite-litinífera (tipo 9).

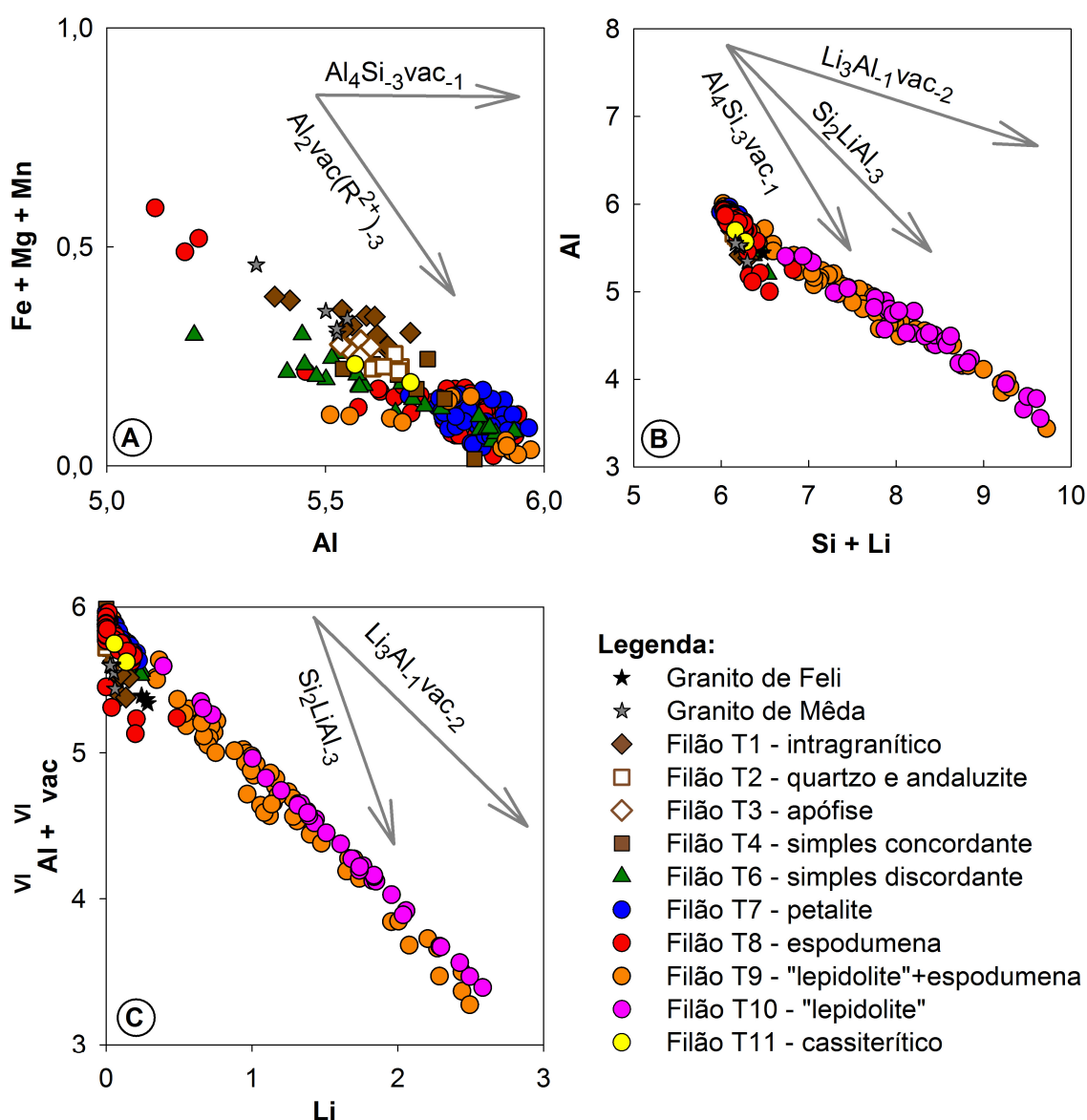


Figura V.7. Representação gráfica do (a) Al vs. Fe + Mg + Mn (F wt% < 1); (b) Si + Li vs. Al; e , (c) Li vs. $^{VI}Al + ^{VI}vac$, para as micas associadas aos diferentes filões e granitos do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. As setas com a notação dos mecanismos de substituição, representam a direcção do vector que reflecte a tendência evolutiva das micas. (Dados em a.p.f.u; $R^{2+} = Fe + Mg + Mn$; vac = lacuna).

V.2.4. Discussão

Como se pode observar, as micas mostram as mesmas tendências de fraccionamento químico observado nos feldspatos, com um aumento nos teores de Li, Rb, Cs e F, e decréscimo em Ba à medida que a razão K/Rb diminui.

Um decréscimo generalizado da razão K/Rb é observável desde as micas associadas aos granitos até aos corpos mais ricos em Li e F, mais distantes do CGML (Anexo C e Figura V.5). Os valores mais baixos estão associados aos filões pegmatíticos com moscovite-litinífera (T9 e T10), com valores intermédios para os filões com petalite e espodumena (tipo 7 e 8, respectivamente), com os valores mais altos presentes nos granitos e pegmatitos simples (tipo 1 ao tipo 4).

Alguns elementos traço, tais como Li, F, Cs, Be, Nb e Ta apresentam uma correlação claramente negativa com a razão K/Rb das micas. Os valores mais altos nestes elementos ocorrem nas moscovites-litiníferas dos pegmatitos do tipo 9 e 10, com valores intermédios nos filões pegmatíticos ricos em aluminossilicatos de lítio – petalite e espodumena – tipo 7 e tipo 8, respectivamente (Figura V.5). No entanto, e ao contrário do observado por Smeds (1992) e referido por London (2008), as micas mais ricas em Be no campo aplitopegmatítico da FA estão associadas aos filões geoquimicamente mais evoluídos (Figura V.5g).

No gráfico da razão K/Rb vs. Ba (Figura V.5f) observa-se uma correlação positiva, com os valores mais elevados nas micas dos granitos e dos pegmatitos estéreis (T1 ao T4) e os mais baixos valores nos filões portadores de moscovite-litinífera (tipo 9 e 10).

Já na representação gráfica da razão K/Rb vs. Sn e Zn (Figura V.5d e e, respectivamente), não se define uma tendência evidente. No entanto há a realçar uma inflexão na linha de tendência no sentido dos pegmatitos com “lepidolite” + espodumena (tipo 9) e “lepidolite” (tipo 10). No caso do Sn seria de esperar um progressivo enriquecimento com o decorrer do processo de fraccionamento. A inflexão observada pode estar relacionada com a precipitação de cassiterite de grão fino e/ou à dispersão do Sn para os óxidos (por exemplo, óxidos de Nb e Ta) que poderiam ser os responsáveis pelo esgotamento de Sn no fundido pegmatítico, tal como sugerido por Tischendorf *et al.* (2001).

De um modo semelhante, Černý *et al.* (1985) afirmam que a precipitação de blenda, um mineral acessório comum nos pegmatitos do tipo 9 e 10, pode ser uma

possível justificação para a inflexão observada nas micas deste tipo de pegmatito para os teores de Zn (Figura V.5e).

Todos estes dados poderiam sugerir que os filões do campo aplitopegmatítico da FA pertenceriam à mesma sequência evolutiva, ou seja, que derivariam todos do mesmo processo petrogenético. Mas dados dos filões ricos em cassiterite (tipo 11) levantam dúvidas quanto a essa hipótese. Se tivermos em conta a classificação de Černý (1991) e Černý & Ercit (2005) seria de esperar que os filões ricos em cassiterite representassem os termos mais evoluídos de um campo aplitopegmatítico. No entanto, estes filões encontram-se dobrados e são cortados pelos filões do tipo 9, aspecto bem evidente nos taludes da corta mineira de Feli (La Fregeneda, Espanha). Esta relação implica que os filões ricos em cassiterite se formaram antes dos filões com “lepidolite” + espodumena (tipo 9).

Também a razão K/Rb nas micas dos filões T11 é maior que a mesma razão nos pegmatitos litiníferos (tipo 7 ao tipo 10) e semelhante aos dos pegmatitos discordantes simples (tipo 6). E não só a razão K/Rb é maior do que seria de esperar, como também os teores em elementos traço, tais como o Li e Cs, são mais baixos do que nas micas dos pegmatitos litiníferos, e mais altos relativamente ao Ba.

Estes factos indicam que a génese dos filões do campo aplitopegmatítico da FA não podem ser explicados por um único processo de cristalização.

Mais uma vez, e tal como já foi referido na discussão dos resultados dos feldspatos, os pegmatitos discordantes (tipo 6 ao tipo 10) são geoquimicamente mais evoluídos que o grupo dos pegmatitos estéreis (tipo 1 ao tipo 4) e pertencem claramente à mesma sequência evolutiva. Nessa sucessão, os menos evoluídos são os pegmatitos do tipo 6 (simples discordantes), seguidos dos pegmatitos ricos em petalite e espodumena (T7 e T8, respectivamente). Os corpos de “lepidolite” + espodumena (tipo 9) mostram um maior grau de diferenciação, sendo que os filões “lepidolíticos” (tipo 10) representam os corpos mais evoluídos desta sequência.

Partindo do pressuposto que padrões de distribuição de terras raras similares sugerem origens similares (Koljonen & Rosenberg, 1974), parece existir uma relação entre os padrões dos granitos de Mêda e Feli e os filões mais evoluídos – do tipo 6 ao tipo 10. Como seria de esperar observam-se valores superiores de terras raras nos granitos associados a filões aplitopegmatíticos ricos em elementos raros (Möller, 1986; Simmons *et al.*, 1987), com progressiva diminuição da amplitude da anomalia negativa de Eu desde os granitos até aos filões aplitopegmatíticos (Černý, 1982; Larsen, 2002).

O progressivo enriquecimento em Li, F, Rb, Cs e voláteis, é consistente com a ocorrência de uma fase fluida durante a cristalização pegmatítica, uma vez que para estes

elementos, os coeficientes de partição fundido silicatado/fase fluida não são unitários, ou seja, estes elementos litófilos de grande raio iónico (LILE) revelam maior afinidade com a fase fluida (Bau, 1996). Os fluidos podem ficar altamente enriquecidos em elementos incompatíveis, tais como F, B, P, Be e Li (Veksler, 2004).

A grande disponibilidade de Li e F durante a cristalização da moscovite-litinífera nos pegmatitos do tipo 10, pode estar relacionada com a influência do mecanismo de substituição $\text{Li}_3\text{Al}_{-1}\text{vac}_{-2}$ nestas micas. Este mecanismo implica a incorporação de um maior volume de Li nas posições octaédricas, do que o vector Si_2LiAl_3 , operante na cristalização da moscovite-litinífera dos filões com “lepidolite” + espodumena (tipo 9).

O enriquecimento em HREE na amostra do filão do tipo 10, relativamente às restantes amostras, é revelador de uma maior disponibilidade deste grupo de terras raras num ambiente rico em flúor. O fraccionamento destes elementos para as fases pegmatíticas mais diferenciadas está, segundo autores como Simmons *et al.* (1987) e Hanson *et al.* (1992), associada à formação de complexos fluoretados de HREE, com consequente fraccionamento de HREE para os fluidos pegmatíticos mais tardios.

V.3. ALUMINOSSILICATOS DE LÍTIO – PETALITE, ESPODUMENA E EUCRIPTITE

A relação de estabilidade entre os aluminossilicatos de lítio, petalite ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$), espodumena ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) e eucryptite (LiAlSiO_4), representa um dos geotermobarómetros mais aplicados na avaliação das condições de T e P dos sistemas pegmatíticos, que contenham nas suas paragénese estas fases minerais (e.g., Gomes & Nunes, 1990; Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998; Fuertes-Fuente *et al.*, 2000; Charoy *et al.*, 2001; Lima, 2000; Martins, 2009). No entanto, a aplicação do diagrama de estabilidade de London & Burt (1982b) e London (1984) não é fácil e, na maioria das vezes, os resultados obtidos experimentalmente não se reflectem ao nível das observações *in situ* dos filões pegmatíticos.

As reacções entre os aluminossilicatos, jogam apenas com os teores globais de sílica. De tal modo que, ocorrendo saturação em SiO_2 , as relações de estabilidade entre a petalite, espodumena e eucryptite, estão unicamente dependentes da temperatura e da pressão (Stewart, 1978; London & Burt, 1982b; London, 1984) (Figura II.4, da página 28, e Figura V.12).

A petalite é estável a temperaturas relativamente altas, ao passo que a espodumena o é a uma P comparativamente elevada. A espodumena é estável a $P > 170$ MPa, e entre temperaturas que variam entre os $300^\circ - 680^\circ\text{C}$. Em condições de equilíbrio, a petalite é estável a 200 MPa, entre temperaturas de 500° a 680°C , e a 400 MPa entre 635° e 680°C . A temperaturas inferiores a estes limites, ocorre a passagem isoquímica de petalite = espodumena + 2 quartzo (SQUI), caracterizada pelo intercrescimento simplectítico de cristais de espodumena e quartzo, ortogonalmente ao eixo maior da petalite, i.e., paralelos à clivagem {001} da petalite (Černý & Ferguson, 1972).

O campo de estabilidade da eucryptite está limitado a baixas P e T , inferiores a 160 MPa e 320°C .

No campo aplitopegmatítico da FA, além da ocorrência de filões aplitopegmatíticos com moscovite-litinífera, a petalite e a espodumena representam as principais fases aluminossilicatadas primárias de lítio: petalite nos filões do tipo 7, espodumena \pm petalite nos filões do tipo 8 e espodumena nos filões do tipo 9. A eucryptite ocorre como fase acessória, quer associada à petalite, quer com a espodumena.

V.3.1. Petrografia

A petalite é a única fase aluminossilicatada de lítio primária que ocorre nos filões do tipo 7, com associação tardia e acessória de eucryptite + quartzo.

A petalite, prismática e tabular, de hábito subédrico, apresenta-se vítrea quando fresca e em tons brancos quando alterada. Surge em agregados com feldspatos alcalinos (principalmente albite), uniformemente distribuídos (Figura IV.8, página 74). A clivagem é perfeita segundo {001} e permite a distinção da microclina pela ausência de clivagem perpendicular a {001}.

Ao microscópio óptico a petalite apresenta evidências de deformação, com desenvolvimento de extinção ondulante e subgrãos. As inclusões de quartzo são comuns. São visíveis processos de albitização, assim como alteração ao longo da clivagem, fracturas e margens dos cristais, para cookeite, eucryptite + quartzo e moscovite (Figura V.8).

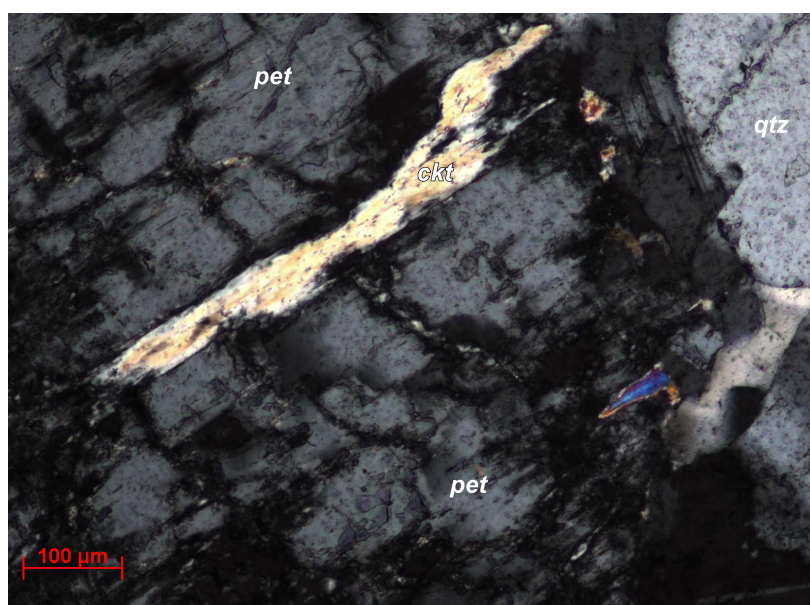


Figura V.8. Petalite (pet) exibindo fracturação e extinção ondulante, com alteração para cookeite (ckt), ao longo dos planos de clivagem. Mina da Bajoca (tipo 7), Almendra, Portugal. (Nicolis cruzados). (qtz – quartzo).

Nos filões do tipo 8, as relações entre as fases aluminossilicatadas de lítio são mais complexas. O aluminossilicato de lítio predominante é a espodumena. Esta ocorre como: (1) cristais euédricos a subédricos, tabulares e centimétricos, de cor creme, por vezes com relevo negativo; ou, (2) intercrescimentos de espodumena + quartzo (SQUI), de tons mais brancos, podendo atingir vários centímetros de comprimento (Figura V.9, e Figura IV.11 da página 76).

Em lâmina delgada, a espodumena exibe uma clivagem prismática {110}, típica e identificativa desta clinopiroxena. É comum encontrar, ao longo da clivagem, produtos de alteração como cookeite, quartzo, moscovite e argilas do grupo da ilite.

Ao microscópio óptico é possível identificar uma petalite intercrystalina, que cristaliza em equilíbrio com a espodumena (Figura V.10). Com o decorrer dos trabalhos de exploração na mina Alberto (tipo 8), foi recentemente identificada uma geração de petalite distinta, de agregados colunares centimétricos, em associação com SQUI (Figura V.11).

A espodumena dos filões do tipo 9 (“lepidolite” + espodumena) ocorre associada à moscovite-Li e feldspato potássico cinzento, em cristais prismáticos, que definem uma estrutura tipo “comb”, com crescimento subperpendicular aos contactos com a rocha encaixante. Com recurso à luz ultravioleta, foi detectada a presença de eucryptite associada à espodumena.

A espodumena encontra-se frequentemente alterada para cookeite, quartzo, moscovite, albite muito fina do tipo “cleavelandite” e argilas do grupo da ilite.

A eucryptite surge como produto de alteração, quer da petalite, quer da espodumena, ao longo da clivagem, fracturas ou contactos dos cristais. Os produtos de alteração, além de eucryptite + quartzo, associam também cookeite, feldspato potássico e moscovite. A eucryptite é facilmente identificada através da incidência de luz ultravioleta, à qual responde com cores carmim. Foi detectada a presença de eucryptite em massas de alteração da montebrasite, mesclada com apatite, quartzo, moscovite e albite.

V.3.2. Geoquímica

Os aluminossilicatos de lítio estudados, apresentam composições muito próximas da estequiometria da fórmula ideal, apresentando valores muito semelhantes ao que é descrito na bibliografia (Anthony *et al.*, 1990; Černý *et al.*, 1998; Lima *et al.*, 2010) (Tabela V.5). Entre os três aluminossilicatos de lítio aqui referidos, a espodumena é aquela que incorpora maiores níveis traço de outros elementos, em particular Fe.

As fases aluminossilicatadas de lítio são composicionalmente muito homogéneas, quer entre os diferentes tipos de filões, quer entre os diferentes tipos petrográficos (Tabela V.5).

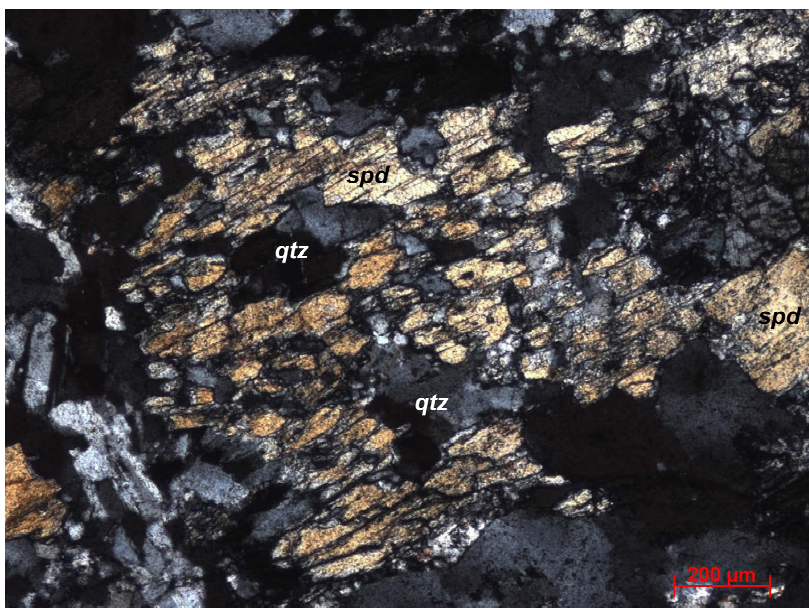


Figura V.9. Intercrescimento de espodumena + quartzito, no filão do tipo 8 de Vau, Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados).

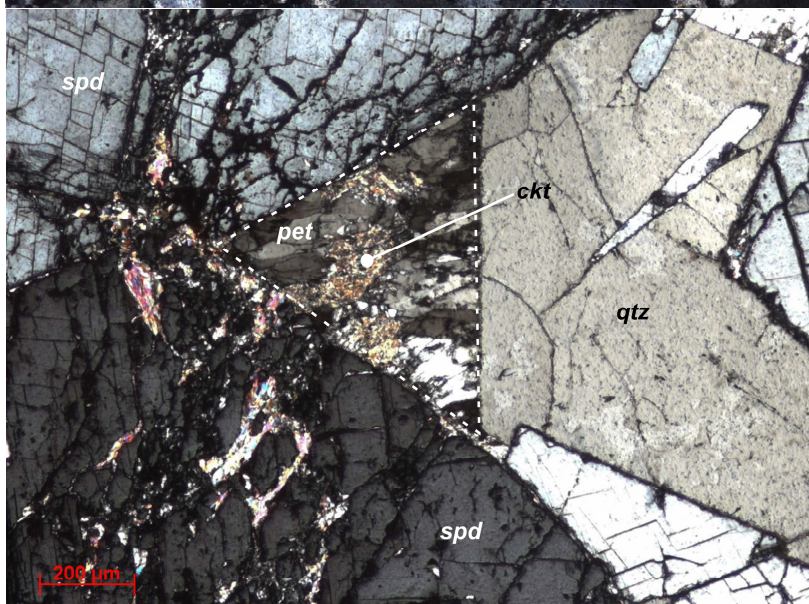


Figura V.10. Petalite (pet) intercrystalina, entre cristais de espodumena (spd) e quartzito (qtz), com alteração para cookeite (ckt). Filões do tipo 8 de Vau, Escalhão, Portugal. (Nicóis cruzados).



Figura V.11. Intercrescimento de espodumena e quartzito (SQUI) com aproximadamente 20 cm, em associação com agregado de cristais de petalite (pet), numa matriz aplítica. Bloco proveniente do desmonte do filão. Mina de Alberto (tipo 8), La Fregeneda, Espanha.

Tabela V.5. Composição química de petalite, espodumena e eucrite dos filões do tipo 7, 8 e 9, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

Tipo	7	7	7	7	8	8	8	8	8	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Mineral	pet	pet	pet	pet	pet	pet	spd	spd	spd	spd	spd	spd	spd	spd	spd	euc	euc	euc
	wt%																	
SiO ₂	79,25	79,28	79,24	79,56	77,03	79,67	78,43	79,25	66,30	65,81	65,88	65,47	65,90	65,75	65,47	64,43	47,22	47,29
Al ₂ O ₃	16,05	16,29	16,24	15,97	16,57	16,23	16,11	16,05	26,74	26,57	26,83	27,59	26,47	26,40	26,56	26,38	38,70	38,49
FeO	0,05	0,02	0,00	0,02	0,08	0,02	0,29	0,05	0,15	0,18	0,10	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,14
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,13	0,05	0,09	0,03	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,08	0,07	0,13	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
Na ₂ O	0,08	0,02	0,00	0,01	0,22	0,19	0,05	0,08	0,07	0,03	0,12	0,06	0,05	0,08	0,09	0,17	0,07	0,05
K ₂ O	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,02	0,05	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	0,01	0,01	0,02
Li ₂ O*	4,90	4,91	4,90	4,91	4,81	4,93	4,86	4,90	8,14	8,08	8,12	8,13	8,08	8,07	8,05	7,95	11,59	11,57
Total	100,36	100,54	100,51	100,62	98,97	101,15	99,82	100,36	101,48	100,72	101,16	101,41	100,71	100,48	100,28	99,06	97,78	97,65
	10O																	
Si	4,026	4,019	4,018	4,029	3,978	4,018	4,013	4,026	2,024	2,024	2,018	2,001	2,027	2,026	2,022	2,016	1,013	1,016
Al	0,961	0,973	0,971	0,953	1,009	0,965	0,971	0,961	0,962	0,963	0,969	0,994	0,960	0,959	0,967	0,973	0,979	0,975
Fe	0,002	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,013	0,002	0,004	0,005	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,006	0,005	0,010	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Na	0,007	0,002	0,000	0,001	0,022	0,019	0,005	0,007	0,004	0,002	0,007	0,004	0,003	0,005	0,005	0,010	0,003	0,002
K	0,002	0,001	0,002	0,000	0,003	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001
Ti	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Si/Al	4,19	4,13	4,14	4,23	3,94	4,17	4,13	4,19	2,10	2,10	2,08	2,01	2,11	2,11	2,09	2,07	1,04	1,04
* - calculado; pet – petalite; spd – espodumena; euc – eucrite.																		
	4O																	
Total	100,36	100,54	100,51	100,62	98,97	101,15	99,82	100,36	101,48	100,72	101,16	101,41	100,71	100,48	100,28	99,06	97,78	97,65
	6O																	
Si	4,026	4,019	4,018	4,029	3,978	4,018	4,013	4,026	2,024	2,024	2,018	2,001	2,027	2,026	2,022	2,016	1,013	1,016
Al	0,961	0,973	0,971	0,953	1,009	0,965	0,971	0,961	0,962	0,963	0,969	0,994	0,960	0,959	0,967	0,973	0,979	0,975
Fe	0,002	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,013	0,002	0,004	0,005	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,006	0,005	0,010	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Na	0,007	0,002	0,000	0,001	0,022	0,019	0,005	0,007	0,004	0,002	0,007	0,004	0,003	0,005	0,005	0,010	0,003	0,002
K	0,002	0,001	0,002	0,000	0,003	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001
Ti	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Si/Al	4,19	4,13	4,14	4,23	3,94	4,17	4,13	4,19	2,10	2,10	2,08	2,01	2,11	2,11	2,09	2,07	1,04	1,04
	1,03																	
	1,06																	

V.3.3. Discussão

A presença de aluminossilicatos de lítio nas paragêneses minerais dos filões aplitopegmatíticos, permite inferir das condições de P e T que terão prevalecido aquando da instalação e evolução dos sistemas pegmatíticos (Figura V.12).

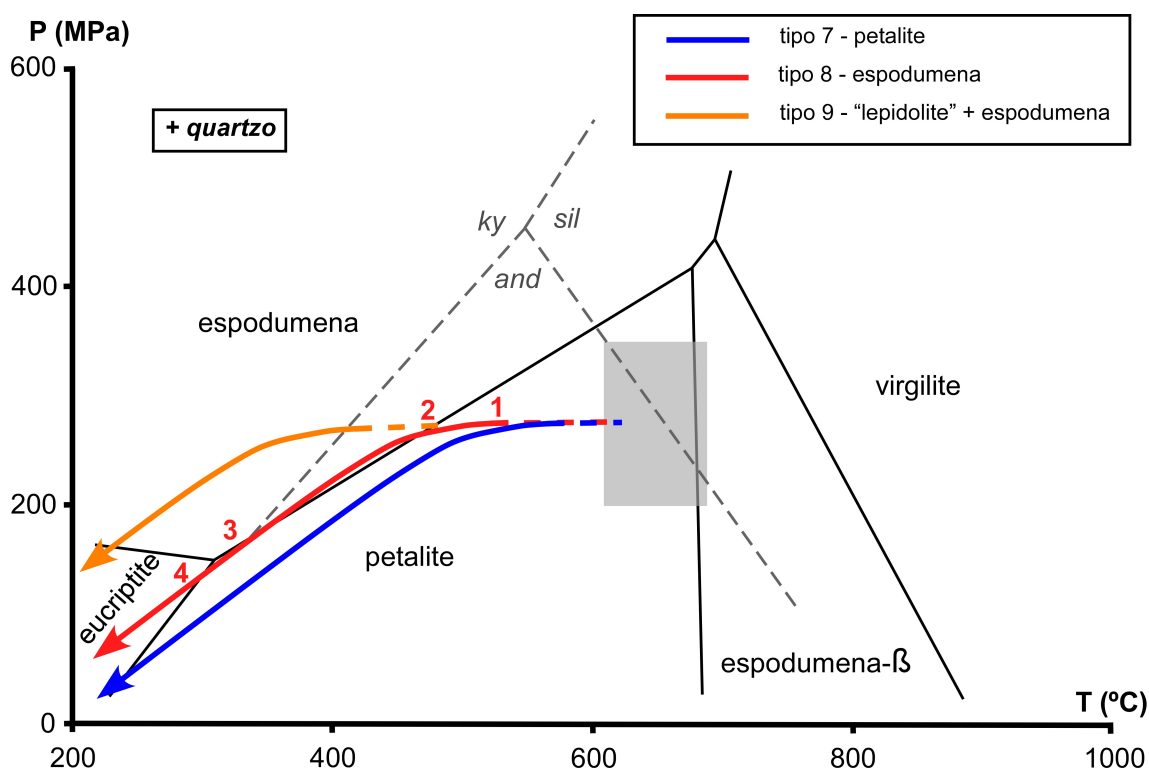


Figura V.12. Evolução inferida da temperatura e pressão (setas), para a cristalização dos filões com aluminossilicatos de lítio, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. O rectângulo sombreado a cinzento representa as condições do pico metamórfico (610° – 680°C; 200 – 350 MPa) segundo Corretgé & López-Plaza (1976), Carnicero (1982) e Martínez *et al.*, (1990). (1) petalite; (2) espodumena + quartzo (SQUI); (3) espodumena com petalite intercristalina; (4) eucriptite + quartzo. *ky* – cianite; *sil* – silimanite; *and* – andaluzite. Campos de estabilidade dos aluminossilicatos de lítio (linha a negro) adaptado de London (1984). Ponto triplo dos Al_2SiO_5 (550°C; 450 MPa; linha a tracejado) segundo Pattison (1992) e Cesare *et al.* (2003).

Tomando em conta os valores conhecidos da literatura para as condições do pico metamórfico (610° – 680°C; 200 – 350 MPa) (Corretgé & López-Plaza, 1976; Carnicero, 1982; e, Martínez *et al.*, 1990), e que precede a instalação dos filões aplitopegmatíticos, é possível estabelecer um tecto para as condições de P e T de cristalização dos fundidos pegmatíticos (Figura V.12).

As condições de pressão e temperatura para os filões com elementos raros variam normalmente entre 200 – 300 MPa; 450 – 500°C (London, 2008). Dória *et al.* (1989), Fuertes-Fuente & Martín-Izard (1998) e Fuertes-Fuente *et al.* (2000),

determinaram através do estudo de inclusões fluidas, condições máximas de cristalização de 300 MPa e 550°C para filões aplitopegmatíticos da classe REL-Li com espodumena.

A coexistência paragenética dos três aluminossilicatos de lítio – petalite, espodumena e eucryptite – assim como as suas relações petrográficas, ajudam também na dedução da evolução $P-T$.

Assim, admite-se que a cristalização dos filões terá iniciado em condições de P e T inferiores ao do pico metamórfico, com valores de pressão entre 250 e 300 MPa e temperaturas da ordem dos 550 °C. Os filões petalíticos (tipo 7) terão iniciado a sua cristalização e evoluído sempre no campo de estabilidade da petalite, até entrarem em condições de baixa pressão e temperatura, permitindo a estabilidade da associação de eucryptite + quartzo (Figura V.12).

No caso dos filões do tipo 8 (espodumena), a coexistência das três fases minerais e as suas relações petrográficas, tornam mais difícil a dedução de uma tendência da evolução $P-T$.

A diminuição isobárica da temperatura, permite que um magma saturado em aluminossilicatos de lítio, que inicialmente precipita petalite (ponto 1 da Figura V.12; Figura V.11) se torne predominantemente rico em espodumena + quartzo (SQUI) (ponto 2 da Figura V.12; Figura V.9). A entrada no campo de estabilidade da espodumena, não muito longe do limite entre a petalite e a espodumena, permite a continuidade da transformação isoquímica de petalite = espodumena + 2 quartzo e contemporaneamente a cristalização de espodumena primária (entre o ponto 2 e 3 da Figura V.12). Com o progressivo arrefecimento, o sistema pegmatítico evolui próximo do limite entre fases, permitindo a cristalização de petalite em posições intercristalinas da espodumena (ponto 3 da Figura V.12; Figura V.10). Tal como nos restantes filões, a baixa pressão e temperatura, ocorrem condições em *subsolidus* para precipitação de eucryptite + quartzo (ponto 4 da Figura V.12).

Segundo Mangas & Arribas (1988), as condições mínimas de aprisionamento de fluidos primários no quartzo, de baixa salinidade e ricos em voláteis, no aplitopegmatito da Mina Feli (tipo 9), ocorreram a 400°C, entre 250 e 300 MPa.

Estes resultados e a composição química dos fluidos são muito semelhantes aos de outros trabalhos, nomeadamente aos de Mateus (1995a, b) e Fuertes-Fuente *et al.* (2000). São condições $P-T$ que, segundo Mateus (1995a, b), também terão prevalecido

nas mineralizações tardi-orogénicas de ouro e sulfuretos, associadas à falha da Vilariça, a NNO da zona de estudo. Este autor refere condições de P - T para os eventos tardi- a pós- D_3 , que variam entre os 250 – 300°C, em intervalos de pressão de 200 a 300 MPa. Também as características descritas para os fluidos mineralizantes são idênticas às de Mangas & Arribas (1988) para o filão tardi- a pós- D_3 da mina Feli (filão do tipo 9).

As texturas (e.g., bandado aplitopegmatítico e texturas tipo “comb”), a mineralogia e os altos conteúdos em Li e F dos filões do tipo 9, assim como a intrusão em terrenos de fácies metamórfica mais baixa que os filões do tipo 7 e 8 – biotite e/ou clorite – permitem admitir um subarrefecimento do sistema pegmatítico e consequente evolução do mesmo até temperaturas mais baixas (Figura V.12).

A evolução do sistema deste tipo de filão de “lepidolite” + espodumena (tipo 9) terá ocorrido sempre no campo de estabilidade da espodumena. London & Burt (1982a, c), referem que a espodumena é comparavelmente mais estável do que a petalite e a eucryptite em ambientes de alta μPFO_2 , o que ajuda também a suportar a ausência de petalite nos filões de “lepidolite” + espodumena (tipo 9).

O estudo de inclusões fluidas da mina Feli (La Fregeneda, Espanha) permitiu determinar mais dois estádios para a evolução do sistema pegmatítico (Mangas & Arribas, 1988). Um estádio secundário entre os 320 – 100°C, caracterizado por fluidos ricos em H_2O e NaCl , e um último estádio entre os 100 – 60°C, caracterizado por fluidos de H_2O - NaCl - KCl - CaCl_2 - MgCl_2 .

Tal como neste filão do tipo 9, também nos filões do tipo 7 e 8, os fluidos ricos em água e NaCl , podem estar relacionados com os processos de albitização da espodumena e petalite, e formação de eucryptite, micas e argilas ao longo das fracturas, clivagens e margens destas fases minerais. Este metassomatismo sódico também se manifesta nos fosfatos de Fe-Mn.

Os últimos fluidos, mais ácidos, terão sido os responsáveis pela alteração da eucryptite, espodumena e albite para moscovite e cookeite (London & Burt, 1982a, c).

V.4. TURMALINA

A turmalina representa um grupo mineral borosilicatado complexo, que embora não muito abundante, surge frequentemente como fase acessória em rochas graníticas peraluminosas, como é o caso dos granitos leucocráticos e dos pegmatitos graníticos da família LCT. É um indicador da presença de B nos sistemas pegmatíticos. O boro actua como um elemento altamente fundente, diminuindo a viscosidade dos fundidos e promovendo a miscibilidade com H₂O (Wolf & London, 1997). No entanto, grande parte dos sistemas pegmatíticos é pobre em Fe e Mg, o que limita a saturação em turmalina. Consequentemente, uma grande percentagem do B migra para as rochas encaixantes, onde encontra o Fe e o Mg necessário para a cristalização da turmalina.

A turmalina pode cristalizar, quer em fases magmáticas iniciais ou em estádios mais tardios, na transição do estágio magmático (*solidus*) para condições *subsolidus* (hidrotermais) (London & Manning, 1995; Buriánek & Novák, 2004). Também comum, é a turmalinização dos exocontactos dos filões pegmatíticos e granitos, resultante da acção de fluidos hidrotermais (e.g., London & Manning, 1995; London *et al.*, 1996, Antunes *et al.*, 2010).

A sua composição é complexa e representada por 14 termos, com variações composicionais nas diferentes soluções sólidas (Burt, 1989; Hawthorne & Henry, 1999). A fórmula geral do grupo da turmalina é: X Y₃ Z₆ (BO₃)₃ T₆ O₁₈ V₃ W. A posição-X pode ser ocupada por iões de Na⁺, Ca²⁺, K⁺ ou apresentar uma lacuna (vac); os sítios-Y e Z podem ser ocupados por Li⁺, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al e Fe³⁺, entre outros; o tetraedro (T) Si⁴⁺, Al³⁺ e (B³⁺); a posição-B é preenchida pelo boro, mas também existem lacunas; as posições-V e -W estão reservadas aos aniões (OH)⁻ e O²⁻ em V, e (OH)⁻, F⁻ e O²⁻ em W (Hawthorne & Henry, 1999).

A composição química das turmalinas associadas aos pegmatitos graníticos pertence, de um modo geral, à solução sólida escorlite (XNa; YFe²⁺₃) – dravite (XNa; Mg₃) – foitite (Xvac; Y[Fe²⁺₂, Al]), sendo comum nos pegmatitos mais diferenciados, ricos em Li, a série escorlite – elbaíte (XNa; [Li_{1,5}, Al_{1,5}]) (e.g., Neiva, 1974; Roda *et al.*, 1995b, 2004; Pesquera *et al.*, 1999; Buriánek & Novák, 2007). A dravite é a turmalina dominante dos exocontactos dos filões pegmatíticos (Roda *et al.*, 1995b; Selway *et al.*, 2000).

Assim, a sua composição química, a estabilidade num amplo campo de P e T , e os diferentes mecanismos de substituição iónica que a sua estrutura permite, fazem da turmalina um indicador petrogenético amplamente usado no estudo dos pegmatitos (e.g., Henry & Guidotti, 1985; Jolliff *et al.*, 1986; Henry & Dutrow, 1996; Soares, 2008, assim como outros já referidos).

V.4.1. Petrografia

As turmalinas associadas aos filões do campo aplitopegmatítico da FA podem ser divididas em três tipos petrográficos (Tabela V.6, e Tabela IV.2 da página 82).

O primeiro tipo, é uma turmalina prismática, grosseira a muito fina (~ 5 cm a < 5 mm), que surge homogeneamente distribuída nos filões aplitopegmatíticos intragraníticos (T1), nos filões de quartzo-andaluzite (T2) e nas apófises do tipo 3 (Tabela V.6). Nos filões simples concordantes (tipo 4), surge nas zonas mais internas, ao passo que nos filões do tipo 6 (simples discordantes), a turmalina cresce por vezes perpendicularmente aos contactos com os metassedimentos encaixantes.

É possível observar zonamento cromático concêntrico, com pleocroísmo variável, entre tons de laranja nos bordos, e tons de verde e azul-marinho nos núcleos dos prismas de turmalina.

A turmalina do segundo tipo, de carácter mais tardio que a primeira, é intersticial, subédrica a anédrica, fina a muito fina (~ 1 -2 cm a < 5 mm) (Tabela V.6). Ocorre nas apófises e nos filões concordantes (tipo 3 e 4, respectivamente). Também a turmalina analisada do granito não aflorante de Feli (F) apresenta estas características petrográficas.

Por fim, o terceiro tipo (Tabela V.6), corresponde à turmalina da rocha encaixante, da zona de contacto entre os filões e os metassedimentos. É uma turmalina muito fina (< 5 mm), de hábito euédrico a subédrico, com pleocroísmo em tons de castanho nas margens dos cristais, a progredir para um azul nas zonas mais internas. Surge associada aos filões do tipo 4, 6, 11 e filões com mineralização litinífera (tipo 7, 8, 9 e 10).

Tabela V.6. Características e distribuição dos diferentes tipos petrográficos de turmalina do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV.

FILÃO	TIPO	OCCORRÊNCIA	ASSOCIAÇÃO PARAGENÉTICA	TEXTURA	GRANULOMETRIA*
F	II	acessória num granito leucocrata metassomatizado	Qtz, Ab > Kfs, Ms, ± Bt ± Zinw ± Ap	hábito anédrico a subédrico; pleocroísmo tons castanhos claros	finas
1	I	zona intermédia	Qtz, Ab, Kfs, Ms, ± Pho-Fe-Mn	subédrica a euédrica prismática, com zonamento cromático	muito fina a média
2	I	no interior dos filões	Qtz, And, Ms, Kfs	cristais prismáticos euédricos	muito fina a fina
3	I	na fácies aplitopegmatítica	Qtz, Kfs, Ms, Ab, Bt	euédrica	finas a médias
	II	na fácies aplitopegmatítica	Qtz, Kfs, Ms, Ab, Bt	intersticial subédrica	finas
4	I	zonas mais internas	Qtz, Ab, Kfs, Ms ± And ± Grt ± Ap	prismática subédrica a euédrica	finas a médias
	II	na fácies aplítica	Qtz, Ab, Kfs, Ms ± Bt	intersticial anédrica a subédrica	muito fina a finas
	III	metassedimentos encaixantes	Ms, Bt, Qtz, Kfs, Ab	euédrica prismática	muito fina
6	I	zona mais externa, junto dos contactos	Qtz, Ab, Kfs, Ms, ± Pho-Fe-Mn	subédrica	finas a médias
	III	metassedimentos encaixantes	Ms, Bt, Qtz, Kfs, Ab ± And	euédrica prismática	muito fina
7, 8, 9, 10 e 11	III	metassedimentos encaixantes	Ms, Bt, Qtz, Kfs, Ab ± And	euédrica prismática	muito fina

F – granito não aflorante de Feli; Ab – albite; And – andaluzite; Ap – apatite; Bt – biotite; Grt – granada; Kfs – feldspato potássico (microclina); Pho-Fe-Mn – fosfatos de Fe e Mn; Zinw – zinnwaldite; () granulometria muito fina < 5 mm; 0,5 < fina < 2 cm; média > 2 cm*

V.4.2. Geoquímica

As turmalinas analisadas enquadram-se, segundo a classificação de Hawthorne & Henry (1999), no grupo das turmalinas alcalinas e, de acordo com a ocupação na posição-W, no subgrupo hidroxilo (Figura V.13a; Tabela V.7). Projectam-se claramente na série escorlite – dravite (Figura V.13b).

Os valores de razões $Mg/(Mg + Fe)$ e $vac(X)/[vac(X) + Na]$ variam, respectivamente, entre: [0,15 – 0,47] e [0,26 – 0,54] nos filões, e [0,36 – 0,61] e [0,12 – 0,56] na turmalina da rocha encaixante (Tabela V.7). A variabilidade química da maioria

das turmalinas analisadas pode ser descrita de acordo com os termos escorlite–dravite–foitite–Mg-foitite (Figura V.13c), com alguma componente olenítica.

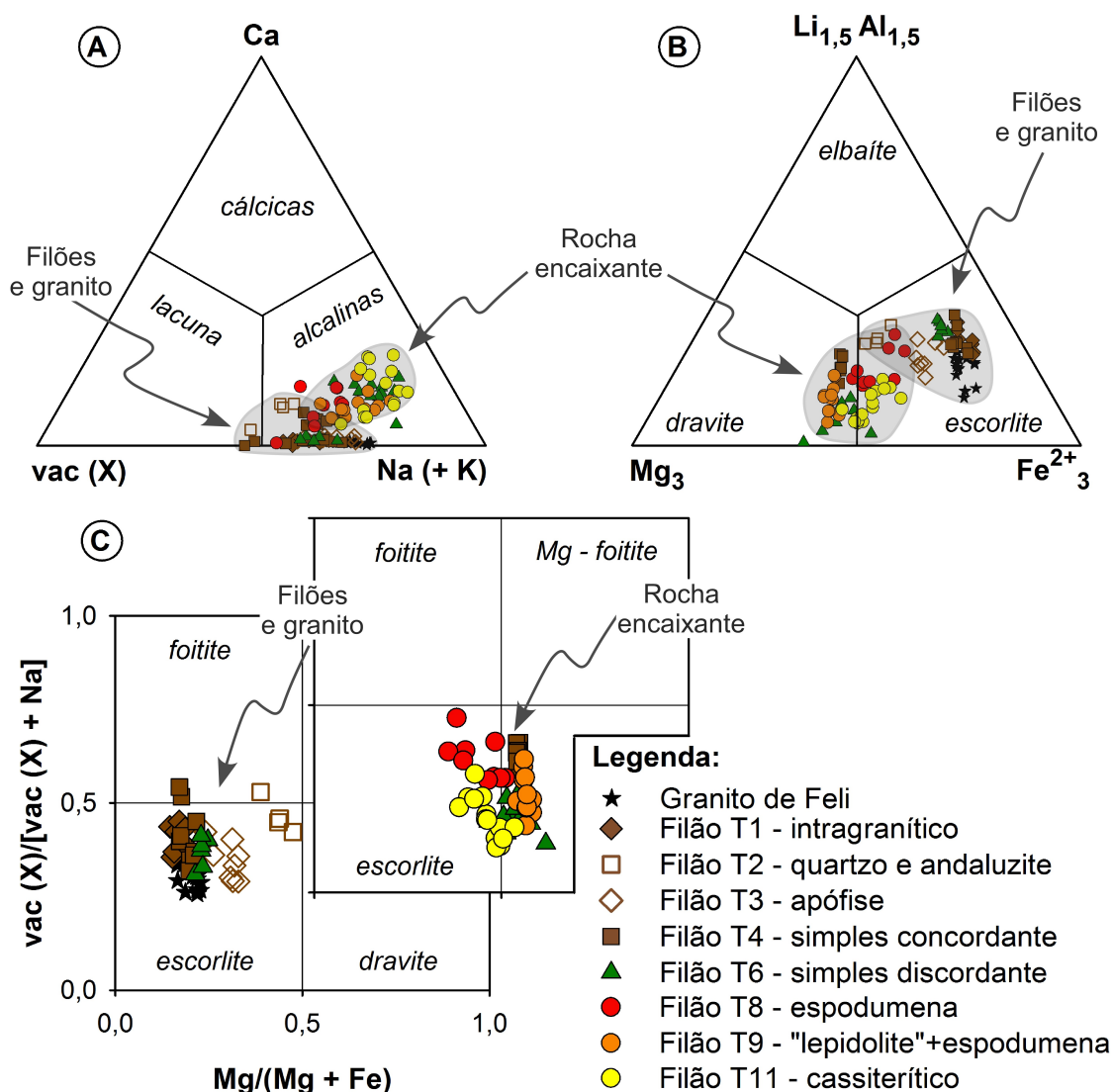


Figura V.13. Composição química das turmalinas do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Diagramas ternários (a) $(\text{Na} + \text{K}) - \text{Ca} - \text{vac}(\text{X})$, e (b) $\text{Fe}^{2+}_3 - \text{Li}_{1,5}\text{Al}_{1,5} - \text{Mg}_3$ (Hawthorne & Henry, 1999); (c) quadrilátero da variação das razões $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ vs. $\text{vac}(\text{X})/[\text{vac}(\text{X}) + \text{Na}]$. (vac = lacuna).

Os resultados analíticos das turmalinas associadas aos metassedimentos encaixantes, mostram amplas a moderadas variações em: SiO_2 (34,92 – 36,81 wt%), Al_2O_3 (29,26 – 34,72 wt%), FeO (7,42 – 11,00 wt%), MgO (3,17 – 7,31 wt%), CaO (0,40 – 1,31 wt%), NaO (1,55 – 2,42 wt%) e F (0,22 – 1,21 wt%) (Tabela V.7).

Tabela V.7. Composição química da turmalina do granito de Feli, dos filões do tipo 1, 2, 3, 4 e 6, e dos metassedimentos encaixantes, do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Dados adicionais no Anexo A. 3. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	F	F	F	F	1	1	1	1	2	2	2	2
Amostra	g	g	g	g	f	f	f	f	f	f	f	f
wt%												
SiO ₂	35,07	34,24	35,03	35,04	35,35	34,75	35,45	35,69	35,39	35,76	35,45	35,23
TiO ₂	0,83	0,74	0,95	0,52	0,53	0,58	0,59	0,28	0,95	0,63	1,01	1,01
Al ₂ O ₃	31,34	30,41	32,57	33,08	32,87	33,04	32,50	33,77	33,48	34,39	34,15	33,94
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
FeO	13,76	13,59	12,33	12,58	12,86	12,90	13,12	12,32	8,37	8,81	8,53	7,99
MnO	0,07	0,08	0,09	0,11	0,31	0,17	0,15	0,17	0,05	0,11	0,04	0,02
MgO	2,17	2,24	1,95	1,81	1,30	1,35	1,43	1,59	3,63	3,14	3,76	4,05
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,42	0,12	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,04	0,03	0,03	0,04	0,10	0,04	0,06	0,00	0,54	0,23	0,60	0,60
Na ₂ O	2,23	2,14	2,08	1,97	1,92	1,91	1,74	1,75	1,52	1,39	1,49	1,58
K ₂ O	0,06	0,08	0,05	0,06	0,05	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04
F	1,08	1,06	0,70	0,70	0,68	0,70	0,54	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00
O=F	0,45	0,46	0,29	0,30	0,28	0,29	0,23	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O*	3,05	2,96	3,23	3,23	3,24	3,22	3,30	3,29	3,57	3,60	3,61	3,60
B ₂ O ₃ *	10,33	10,07	10,33	10,34	10,34	10,30	10,31	10,45	10,36	10,43	10,48	10,43
Li ₂ O*	0,43	0,40	0,44	0,39	0,44	0,37	0,35	0,37	0,34	0,28	0,30	0,31
Total	100,01	97,59	99,48	99,58	99,76	99,55	99,48	100,42	98,24	98,80	99,47	98,79
24,5 O												
Si	5,903	5,909	5,896	5,889	5,945	5,865	5,980	5,935	5,941	5,958	5,880	5,874
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{IV} Al	0,097	0,091	0,104	0,111	0,055	0,135	0,020	0,065	0,059	0,042	0,120	0,126
Al (Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al (Y)	0,122	0,095	0,358	0,444	0,462	0,439	0,443	0,555	0,566	0,714	0,559	0,546
Ti	0,105	0,096	0,120	0,066	0,067	0,074	0,074	0,035	0,119	0,079	0,126	0,127
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,006	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺	1,937	1,961	1,736	1,768	1,809	1,821	1,851	1,714	1,175	1,228	1,183	1,114
Mn	0,010	0,012	0,013	0,016	0,044	0,024	0,021	0,024	0,007	0,016	0,006	0,003
Mg	0,544	0,576	0,489	0,453	0,325	0,341	0,361	0,395	0,908	0,779	0,928	1,006
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,052	0,014	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ (Y)	2,718	2,740	2,716	2,747	2,713	2,761	2,771	2,762	2,778	2,816	2,803	2,796
Li*	0,282	0,260	0,284	0,253	0,287	0,239	0,229	0,238	0,222	0,184	0,197	0,204
Ca	0,007	0,006	0,005	0,007	0,017	0,007	0,011	0,001	0,098	0,041	0,107	0,107
Na	0,728	0,716	0,679	0,642	0,627	0,624	0,570	0,565	0,495	0,448	0,478	0,511
K	0,013	0,018	0,011	0,013	0,010	0,003	0,001	0,004	0,004	0,007	0,010	0,009
Σ (X)	0,748	0,739	0,695	0,662	0,654	0,634	0,582	0,570	0,597	0,496	0,596	0,626
F	0,575	0,579	0,373	0,372	0,360	0,373	0,289	0,346	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	3,425	3,410	3,627	3,625	3,640	3,627	3,711	3,654	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,78	0,77	0,78	0,80	0,85	0,84	0,84	0,81	0,56	0,61	0,56	0,53
Na/(Na+Ca)	0,99	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99	0,98	1,00	0,83	0,92	0,82	0,83

* - Calculado tendo em conta a estequiometria $B = 3$ e $OH + F = 4$ (a.p.f.u.) (Morgan & London, 1987; Burns et al., 1994); F – granito de Feli; g – granito; f – filão.

(continua na página seguinte)

Tabela V.7. (continuação)

TIPO	3	3	3	3	4	4	4	4	(4)	(4)	(4)	(4)
Amostra	f	f	f	f	f	f	f	f	rx	rx	rx	rx
wt%												
SiO ₂	36,34	36,46	35,31	35,55	35,28	35,79	35,40	35,71	36,12	36,61	35,86	35,80
TiO ₂	0,11	0,05	0,17	0,17	0,37	0,25	0,41	0,12	0,66	0,77	0,83	0,86
Al ₂ O ₃	33,14	34,34	33,08	33,43	33,18	33,32	33,44	34,42	33,25	34,56	33,90	34,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	n.a	n.a	n.a	n.a
FeO	11,61	10,71	12,09	11,47	12,78	12,32	12,33	12,04	8,16	7,66	7,81	7,78
MnO	0,11	0,18	0,00	0,03	0,27	0,14	0,19	0,25	0,02	0,00	0,03	0,00
MgO	2,31	2,74	3,11	3,01	1,49	1,72	1,70	1,45	5,49	5,06	5,23	5,17
ZnO	0,00	0,24	0,02	0,14	0,12	0,11	0,17	0,00	n.a	n.a	n.a	n.a
CaO	0,08	0,13	0,05	0,12	0,07	0,06	0,05	0,06	0,39	0,32	0,38	0,36
Na ₂ O	1,95	1,83	2,15	2,01	1,81	1,96	2,09	1,48	1,84	1,87	1,97	1,90
K ₂ O	0,00	0,03	0,06	0,06	0,03	0,07	0,01	0,01	0,04	0,07	0,06	0,06
F	0,43	0,25	0,48	0,64	0,48	0,23	0,75	0,23	0,47	0,44	0,31	0,43
O=F	0,18	0,11	0,20	0,27	0,20	0,10	0,31	0,10	0,20	0,19	0,13	0,18
H ₂ O*	3,40	3,54	3,37	3,32	3,34	3,47	3,24	3,48	3,45	3,52	3,52	3,47
B ₂ O ₃ *	10,46	10,60	10,43	10,49	10,33	10,38	10,43	10,42	10,65	10,81	10,65	10,66
Li ₂ O*	0,44	0,28	0,21	0,30	0,32	0,32	0,44	0,27	0,25	0,34	0,28	0,30
Total	100,21	101,26	100,31	100,47	99,67	100,05	100,32	99,84	100,59	101,85	100,70	100,61
24,5 O												
Si	6,041	5,979	5,883	5,893	5,936	5,993	5,902	5,960	5,899	5,888	5,853	5,840
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{IV} Al	0,000	0,021	0,117	0,107	0,064	0,007	0,098	0,040	0,101	0,112	0,147	0,160
Al (Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al (Y)	0,495	0,617	0,381	0,425	0,517	0,570	0,475	0,733	0,300	0,441	0,375	0,380
Ti	0,014	0,006	0,021	0,021	0,047	0,032	0,052	0,015	0,081	0,093	0,102	0,106
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,614	1,468	1,685	1,590	1,799	1,725	1,719	1,680	1,114	1,030	1,066	1,061
Mn	0,015	0,025	0,000	0,005	0,038	0,020	0,027	0,035	0,003	0,000	0,004	0,000
Mg	0,573	0,670	0,771	0,743	0,374	0,429	0,422	0,361	1,336	1,213	1,272	1,257
Zn	0,001	0,029	0,002	0,018	0,015	0,013	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ (Y)	2,712	2,815	2,860	2,803	2,789	2,790	2,716	2,827	2,835	2,777	2,820	2,804
Li*	0,288	0,185	0,140	0,197	0,211	0,210	0,284	0,173	0,165	0,223	0,180	0,196
Ca	0,014	0,022	0,008	0,021	0,013	0,010	0,008	0,011	0,068	0,055	0,066	0,063
Na	0,630	0,580	0,694	0,645	0,590	0,636	0,675	0,477	0,583	0,583	0,623	0,601
K	0,000	0,005	0,012	0,012	0,006	0,015	0,001	0,002	0,008	0,014	0,012	0,012
Σ (X)	0,644	0,608	0,714	0,678	0,610	0,661	0,684	0,490	0,659	0,653	0,702	0,676
F	0,229	0,132	0,251	0,334	0,254	0,121	0,394	0,121	0,243	0,224	0,160	0,222
OH	3,771	3,868	3,749	3,666	3,746	3,879	3,606	3,879	3,754	3,776	3,837	3,778
Fe/(Fe+Mg)	0,74	0,69	0,69	0,68	0,83	0,80	0,80	0,82	0,45	0,46	0,46	0,46
Na/(Na+Ca)	0,98	0,96	0,99	0,97	0,98	0,98	0,99	0,98	0,90	0,91	0,90	0,91

* - Calculado tendo em conta a estequiometria B = 3 e OH + F = 4 (a.p.f.u) (Morgan & London, 1987; Burns et al., 1994);
f – filão; rx – rocha encaixante.

(continua na página seguinte)

Tabela V.7. (continuação)

TIPO	6	6	6	6	(6)	(6)	(6)	(6)	(8)	(8)	(8)	(8)
Amostra	f	f	f	f	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx
wt%												
SiO ₂	36,09	36,40	36,45	36,03	35,80	35,36	36,47	35,69	36,79	36,44	36,46	36,62
TiO ₂	0,31	0,32	0,47	0,36	0,71	1,08	0,79	0,86	0,45	0,57	0,43	0,47
Al ₂ O ₃	32,86	33,20	34,28	34,35	30,69	31,95	30,96	32,50	32,57	32,09	33,34	32,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,07	0,00	0,00	n.a	n.a	n.a	n.a	0,01	0,03	0,00	0,05
FeO	11,79	11,44	11,07	11,41	8,03	8,69	8,60	9,00	8,69	9,50	9,31	10,12
MnO	0,12	0,23	0,11	0,00	0,06	0,04	0,08	0,08	0,17	0,00	0,03	0,13
MgO	1,80	2,11	1,89	1,90	7,31	5,76	6,63	5,36	4,84	4,63	3,21	3,17
ZnO	0,06	0,06	0,12	0,09	n.a	n.a	n.a	n.a	0,00	0,00	0,14	0,03
CaO	0,92	0,13	0,07	0,09	1,00	0,89	0,31	0,79	0,63	0,60	0,04	0,27
Na ₂ O	1,77	1,82	2,08	1,81	2,23	1,93	2,42	1,99	1,93	1,94	1,64	1,83
K ₂ O	0,05	0,03	0,02	0,01	0,05	0,07	0,04	0,09	0,05	0,04	0,00	0,01
F	0,89	0,97	0,86	0,61	1,14	0,94	0,94	0,96	0,65	0,43	0,22	0,22
O=F	0,37	0,41	0,36	0,26	0,49	0,40	0,40	0,41	0,28	0,18	0,09	0,09
H ₂ O*	3,19	3,17	3,26	3,35	3,11	3,20	3,23	3,22	3,36	3,43	3,50	3,48
B ₂ O ₃ *	10,47	10,54	10,64	10,54	10,62	10,58	10,66	10,65	10,65	10,54	10,45	10,38
Li ₂ O*	0,66	0,55	0,59	0,44	0,03	0,39	0,16	0,41	0,44	0,37	0,45	0,59
Total	100,64	100,63	101,55	100,74	100,30	100,48	100,90	101,19	100,97	100,43	99,13	99,29
24,5 O												
Si	5,990	6,006	5,956	5,940	5,860	5,811	5,948	5,826	6,005	6,009	6,068	6,130
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{IV} Al	0,010	0,000	0,044	0,060	0,140	0,189	0,052	0,174	0,000	0,000	0,000	0,000
Al (Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	5,783	6,000	5,902	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al (Y)	0,420	0,457	0,558	0,616	0,000	0,001	0,000	0,081	0,268	0,238	0,541	0,317
Ti	0,039	0,040	0,057	0,044	0,087	0,133	0,097	0,106	0,055	0,070	0,054	0,059
Cr ³⁺	0,004	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,006
Fe ²⁺	1,637	1,578	1,513	1,573	1,099	1,194	1,173	1,229	1,186	1,310	1,296	1,417
Mn	0,017	0,032	0,015	0,001	0,008	0,006	0,011	0,011	0,024	0,000	0,005	0,018
Mg	0,444	0,519	0,461	0,468	1,783	1,411	1,612	1,304	1,176	1,137	0,796	0,792
Zn	0,007	0,007	0,014	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,004
Σ (Y)	2,567	2,643	2,619	2,713	2,978	2,745	2,893	2,730	2,711	2,760	2,709	2,613
Li*	0,433	0,357	0,381	0,287	0,022	0,255	0,107	0,270	0,289	0,240	0,291	0,387
Ca	0,164	0,024	0,013	0,016	0,175	0,157	0,054	0,138	0,111	0,105	0,006	0,049
Na	0,570	0,581	0,659	0,578	0,708	0,615	0,765	0,630	0,610	0,620	0,531	0,592
K	0,010	0,006	0,004	0,001	0,010	0,015	0,008	0,019	0,011	0,009	0,000	0,002
Σ (X)	0,744	0,611	0,675	0,595	0,894	0,786	0,828	0,787	0,732	0,734	0,537	0,643
F	0,466	0,508	0,446	0,320	0,590	0,489	0,485	0,496	0,337	0,222	0,118	0,119
OH	3,534	3,492	3,554	3,680	3,402	3,506	3,515	3,502	3,663	3,778	3,882	3,881
Fe/(Fe+Mg)	0,79	0,75	0,77	0,77	0,38	0,46	0,42	0,49	0,50	0,54	0,62	0,64
Na/(Na+Ca)	0,78	0,96	0,98	0,97	0,80	0,80	0,93	0,82	0,85	0,85	0,99	0,92

* - Calculado tendo em conta a estequiometria $B = 3$ e $OH + F = 4$ (a.p.f.u.); (Morgan & London, 1987; Burns et al., 1994);
f – filão; rx – rocha encaixante.

(continua na página seguinte)

Tabela V.7. (continuação)

Tipo	(9)	(9)	(9)	(9)	(11)	(11)	(11)	(11)
Amostra	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx
wt%								
SiO ₂	36,40	36,59	36,11	35,92	35,80	35,78	36,19	35,25
TiO ₂	1,38	0,46	1,02	1,04	0,54	0,51	0,64	1,05
Al ₂ O ₃	31,52	32,83	32,56	31,92	31,13	32,34	31,60	31,11
Cr ₂ O ₃	n.a	n.a	n.a	n.a	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,47	8,12	7,99	8,25	9,88	10,66	9,02	9,79
MnO	0,01	0,01	0,05	0,01	0,09	0,07	0,05	0,07
MgO	6,26	5,80	5,79	6,10	5,54	4,18	5,82	5,21
ZnO	n.a	n.a	n.a	n.a	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,80	0,52	0,53	0,63	0,62	0,51	0,59	1,31
Na ₂ O	2,07	1,99	1,96	2,04	2,29	2,10	2,31	2,06
K ₂ O	0,08	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,09
F	0,60	0,27	0,59	0,69	1,17	0,96	1,07	1,14
O=F	0,25	0,12	0,25	0,29	0,49	0,40	0,45	0,48
H ₂ O*	3,41	3,55	3,39	3,33	3,09	3,19	3,17	3,09
B ₂ O ₃ *	10,71	10,67	10,65	10,62	10,56	10,56	10,65	10,53
Li ₂ O*	0,25	0,24	0,33	0,32	0,31	0,42	0,41	0,35
Total	101,71	100,98	100,78	100,64	100,57	100,93	101,12	100,55
24,5 O								
Si	5,910	5,964	5,893	5,881	5,894	5,889	5,908	5,821
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{IV} Al	0,090	0,036	0,107	0,119	0,106	0,111	0,092	0,179
Al (Z)	5,943	6,000	6,000	6,000	5,935	6,000	5,989	5,877
Al (Y)	0,000	0,272	0,157	0,043	0,000	0,164	0,000	0,000
Ti	0,169	0,056	0,125	0,128	0,067	0,063	0,079	0,130
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,150	1,107	1,091	1,130	1,360	1,467	1,231	1,352
Mn	0,001	0,001	0,007	0,001	0,013	0,010	0,007	0,010
Mg	1,515	1,409	1,408	1,489	1,359	1,025	1,416	1,282
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ (Y)	2,835	2,846	2,788	2,791	2,799	2,729	2,733	2,774
Li*	0,165	0,154	0,212	0,209	0,201	0,271	0,267	0,226
Ca	0,139	0,091	0,093	0,111	0,109	0,090	0,103	0,232
Na	0,652	0,629	0,620	0,648	0,731	0,670	0,731	0,660
K	0,017	0,010	0,012	0,013	0,011	0,013	0,012	0,019
Σ (X)	0,807	0,730	0,725	0,771	0,851	0,773	0,847	0,910
F	0,308	0,139	0,305	0,357	0,609	0,500	0,552	0,595
OH	3,692	3,858	3,695	3,640	3,388	3,500	3,448	3,399
Fe/(Fe+Mg)	0,43	0,44	0,44	0,43	0,50	0,59	0,47	0,51
Na/(Na+Ca)	0,82	0,87	0,87	0,85	0,87	0,88	0,88	0,74

* - Calculado tendo em conta a estequiometria B = 3 e OH + F = 4 (a.p.f.u.); (Morgan & London, 1987; Burns et al., 1994); rx – rocha encaixante.

As turmalinas associadas ao granito de Feli e aos filões, mostram variações composicionais semelhantes às observadas nas turmalinas dos metassedimentos, com um ligeiro enriquecimento em Li_2O (avg. 0,52 wt%; $n = 6$) na turmalina dos filões simples discordantes (tipo 6), comparativamente com os filões mais simples (tipo 1, 2, 3 e 4) (Tabela V.7). Os valores obtidos variam entre: SiO_2 (34,24 – 37,00 wt%), Al_2O_3 (30,41 – 34,42 wt%), FeO (7,99 – 13,79 wt%), MgO (1,22 – 4,05 wt%), CaO (0,00 – 0,93 wt%), NaO (1,39 – 2,23 wt%) e F (0,00 – 0,97 wt%).

Uma característica comum às turmalinas analisadas, é o zonamento concêntrico em torno do eixo-c. Além do zonamento cromático, existe também um zonamento composicional das turmalinas, com uma tendência geral de enriquecimento em Fe no bordo dos cristais e consequente empobrecimento em Mg. No entanto, não foi encontrada qualquer relação entre a cor e a composição química das turmalinas.

No diagrama ternário Fe–Al–Mg e Fe–Ca–Mg (Figura V.14a e b) (Henry & Guidotti, 1985) as turmalinas dos filões e do granito de Feli projectam-se maioritariamente no campo 2, correspondente a rochas graníticas pobres em Li, pegmatitos e aplitos associados. Os filões do tipo 2, estendem a sua projecção para o campo 10 (rochas de quartzo e turmalina). Os metassedimentos encaixantes projectam-se, na sua maioria, no campo dos metapelitos e metapsamitos coexistentes ou não com fases saturadas em Al (campos 4, 5 e 10).

V.4.3. Mecanismos de substituição

A maioria das composições das turmalinas analisadas projectam-se no campo entre os vectores de perda protónica $\text{AlO}[\text{R}^{2+}(\text{OH})]_{-1}$ e défice alcalino $\text{vac}(\text{X})\text{Al}(\text{NaR}^{2+})_{-1}$ (Figura V.15), o que aponta para um aumento dos valores de Al no sítio-Y, e consequentemente lacunas nos sítios-X e -OH.

O somatório dos catiões-X ($\text{Na} + \text{Ca} + \text{K} < 1$), varia entre: 0,46 – 0,74 (a.p.f.u.) nos filões e granito, e 0,54 – 0,91 (a.p.f.u.) nos metassedimentos (Tabela V.7).

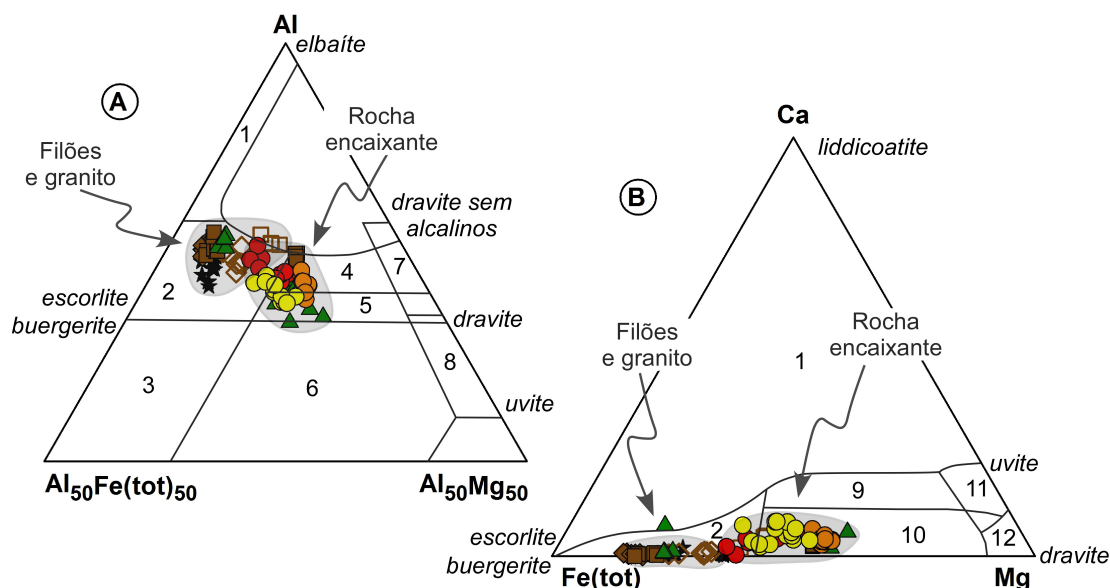


Figura V.14. Diagramas (a) Fe–Al–Mg e (b) Fe–Ca–Mg da turmalina dos filões e respectiva rocha encaixante do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra (Henry & Guidotti, 1985) (mesma simbologia da Figura V.15). (1) granitóides pegmatíticos e aplitos ricos em Li; (2) granitóides pobres em Li, pegmatitos e aplitos associados; (3) rochas de quartzo-turmalina ricas em Fe^{3+} (granitos com alteração hidrotermal); (4) metapelitos e metapsamitos coexistentes com fases saturadas em Al; (5) metapelitos e metapsamitos não coexistentes com fases saturadas em Al; (6) rochas de quartzo-turmalina ricas em Fe^{3+} , rochas calcossilicatadas e metapelitos; (7) metaultramáficas pobres em Ca e metassedimentos ricos em V e Cr; (8) metacarbonatos e metapiroxeitos; (9) metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calcossilicatadas; (10) metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas de quartzo-turmalina; (11) rochas metacarbonatadas; e, (12) rochas metaultramáficas.

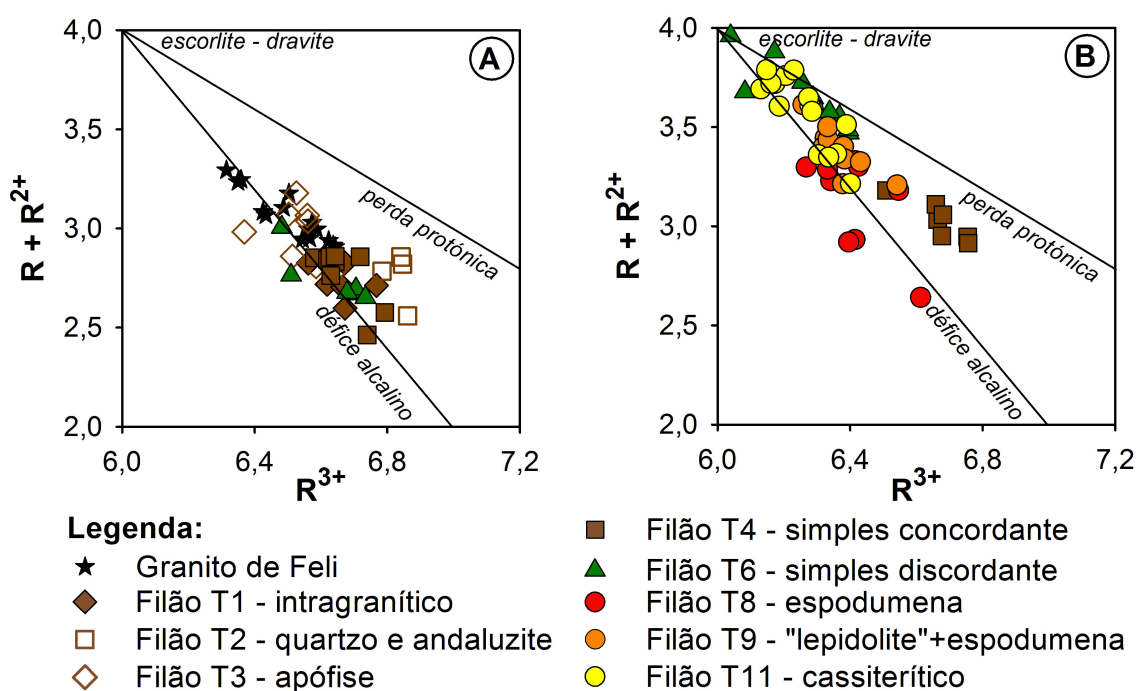


Figura V.15. Diagrama R^{3+} vs. $(R + R^{2+})$ da turmalina (a) dos filões, e (b) respectiva rocha encaixante do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. (Dados em a.p.f.u.; $R + R^{2+} = \text{Na}^+ + 2\text{Ca}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Mn}^{2+}$ e $R^{3+} = \text{Al}^{3+} + 4/3\text{Ti}^{4+}$). (adaptado de Foit & Rosenberg, 1977).

Os valores do somatório do sítio-X, estão de acordo com o evidenciado na Figura V.15, onde as turmalinas dos filões e do granito se projectam preferencialmente ao longo do vector de défice alcalino. As turmalinas dos metassedimentos encaixantes, especialmente a turmalina da rocha encaixante dos filões do tipo 6 (simples concordantes) tende para o vector de perda protónica.

A projecção alinhada segundo o vector de défice alcalino está, segundo Gallagher (1988), associado a ambientes ricos em H_2O , o que segundo London *et al.* (1996), potenciam a perda de B.

Observa-se uma correlação positiva entre o Al e as lacunas-X, sugerindo que a incorporação do Al é o resultado da combinação dos vectores $vac(X)Al(NaR^{2+})_{-1}$ e $AlO[R^{2+}(OH)]_{-1}$ (Figura V.16).

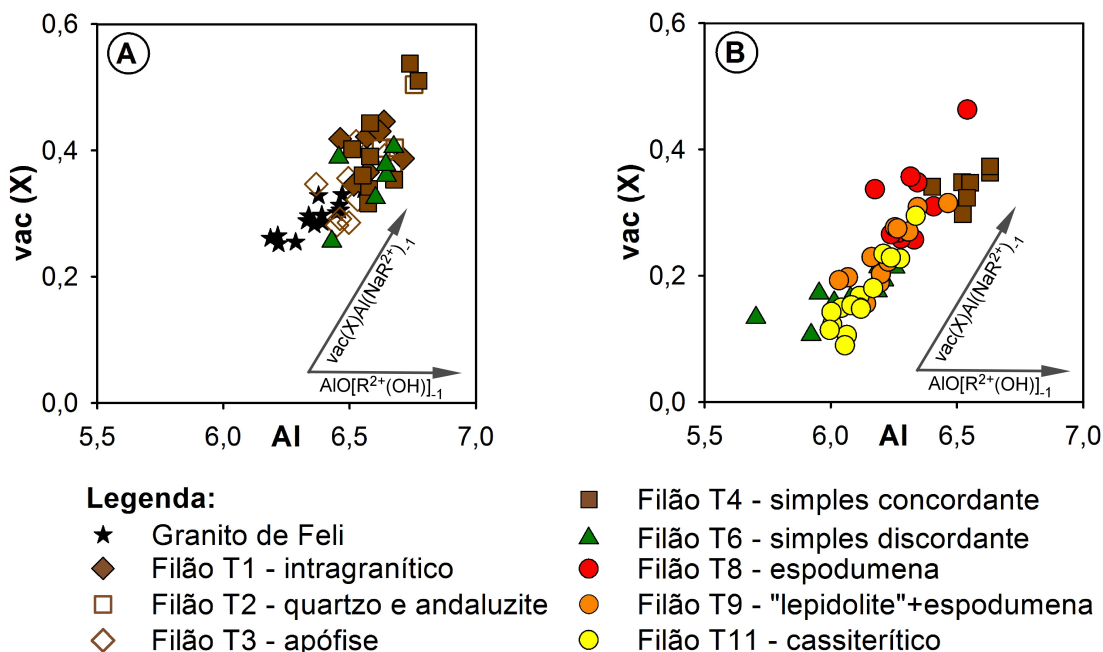


Figura V.16. Gráfico de variação de Al vs. vac (X) na turmalina: (a) dos filões e granito, e (b) da rocha encaixante, do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. (Dados em a.p.f.u.; vac = lacuna; $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg$).

As posições-Z das turmalinas apresentam, Al suficiente para preencher esse sítio, com excepção de algumas turmalinas dos metassedimentos encaixantes dos filões do tipo 6, 9 e 11, onde existe um défice de Al em Z (Tabela V.7).

Os valores das turmalinas projectam-se abaixo do limite: $\sum (\text{Fe} + \text{Mg}) < 3$ (a.p.f.u.) (Figura V.17a), o que indica substituições de Al no sítio-Y. O Al tetraédrico é normalmente baixo, mas indicia influência do mecanismo de substituição $\text{Al}_2(\text{R}^{2+}\text{Si})_{-1}$ ("Tschermak") (Figura V.17b).

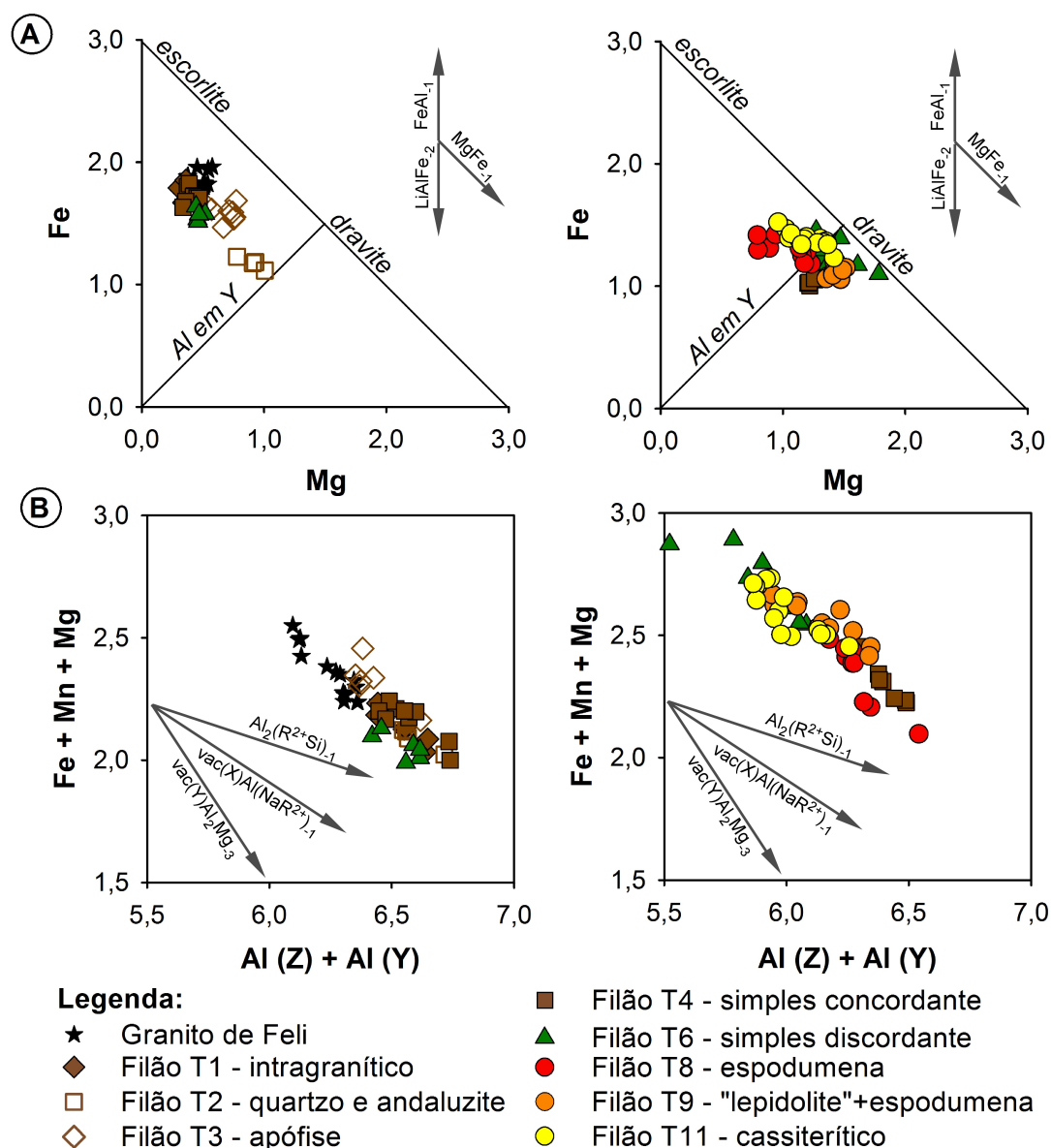


Figura V.17. Gráficos de variação (a) Mg vs. Fe, e (b) Al(Z) + Al(Y) vs. (Fe + Mg + Mn) da turmalina do granito e filões (à esquerda) e respectiva rocha encaixante (à direita) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. (Dados em a.p.f.u.; $\text{R}^{2+} = \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}$; vac = = lacuna).

Como se observa nos diagramas da Figura V.17, a substituição covalente MgFe_{-1} , não controla exclusivamente os defeitos octaédricos da posição-Y. O vector de

substituição $\text{vac(Y)Al}_2\text{Mg}_3$ também tem influência nas trocas catiónicas. Também os vectores: FeAl_{-1} e LiAlFe_2 foram operantes nas variabilidades de Al, Fe e Mg.

As turmalinas do campo aplitopegmatítico da FA têm uma componente uvítica limitada ($\text{Ca} < 0,23$ a.p.f.u.). A incorporação do Ca poderá ter sido controlada por um ou mais vectores de substituição, como por exemplo: CaMg(NaAl)_{-1} e $\text{CaONa}_{-1}(\text{OH})_{-1}$.

V.4.4. Discussão

A estabilidade da turmalina é altamente dependente, quer da disponibilidade inicial de B, quer da solubilidade em função do índice saturação em alumina nos ambientes pegmatíticos (London *et al.*, 1996). Mas não são estes os únicos factores que controlam a saturação em turmalina nos fundidos pegmatíticos. Parâmetros como a temperatura, actividade de H_2O e teores de Fe, Mg e P, são também muito importantes, uma vez que controlam a saturação dos fundidos entre fases Al-Fe-Mg e turmalina. (Holtz & Johannes, 1991; Wolf & London, 1997).

Nos filões mineralizados em Li (tipo 7, 8, 9 e 10), a turmalina surge associada a estes corpos unicamente nos halos turmalinizados dos metassedimentos encaixantes. Estes filões ricos em elementos alcalinos, voláteis (e.g., F e H_2O), e pobres em Fe e Mg, não favorecem a precipitação de turmalina, pelo que o B terá migrado para os metassedimentos, onde encontrou um ambiente propício à cristalização de turmalina (Morgan & London, 1989; London *et al.*, 1996; Wolf & London, 1997; Antunes *et al.*, 2010).

A turmalina associada aos filões do tipo 1, 2, 3, 4 e 6, terá encontrado essas condições, nomeadamente na maior disponibilidade de Fe e na menor alcalinidade desses fundidos. Outras fases minerais, tais como os fosfatos, as micas e as granadas, mostram que este grupo de filões estéreis é mais rico em Fe, do que os filões mineralizados.

Entre as turmalinas dos diferentes tipos de filões, e mesmo nas turmalinas do encaixante metassedimentar, não é possível vislumbrar diferenças significativas na razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, que permitam estabelecer sequências evolutivas tão evidentes como em outras fases minerais. No entanto, é evidente no zonamento das turmalinas, um progressivo e discreto enriquecimento em Fe, relativamente ao Mg, do centro para os bordos dos cristais. Este efeito vai de encontro ao descrito por outros autores, em que a

turmalina evolui, com o decorrer da cristalização fraccionada, para composições progressivamente mais pobres em Mg (Neiva, 1974; Manning, 1982; Jolliff *et al.*, 1986; Roda *et al.*, 1995b).

A variabilidade nas razões $Mg/(Mg + Fe)$ e nos teores de Al entre as turmalinas analisadas, foram essencialmente controladas pelos vectores:

- $MgFe_{-1}$;
- $vac(X)Al(NaR^{2+})_{-1}$
- $vac(Y)Al_2Mg_{-3}$
- $AlO[R^{2+}(OH)]_{-1}$

As trocas por mecanismos de déficit alcalino, são evidentemente as que controlam as substituições na turmalina dos filões. Segundo Gallagher (1988) e Roda *et al.* (2004), estes mecanismos de substituição prevalecem, e são cada vez mais efectivos, à medida que os teores de H_2O vão aumentando nos ambientes pegmatíticos.

Nas turmalinas metassedimentares os mecanismos de substituição foram controlados, quer por déficit alcalino, quer por substituição protónica. Os vectores $vac(X)Al(NaR^{2+})_{-1}$ e $AlO[R^{2+}(OH)]_{-1}$ foram especialmente importantes nas turmalinas metassedimentares, associadas aos filões do tipo 1, 2 e 3. Neste caso, condições de subsaturação em H_2O , podem justificar a influência dos vectores de perda protónica sobre os de déficit alcalino (Henry *et al.*, 2002). Já no caso das turmalinas da rocha encaixante, associada a filões mineralizados em Li (tipo 8 e 9), as substituições de déficit alcalino prevalecem, o que indicia um metassomatismo a partir de fluidos mais ricos em H_2O .

V.5. FASES MINERAIS FOSFATADAS

As fases minerais fosfatadas, primárias ou secundárias, constituem fases minerais sensíveis às diferentes fases evolutivas de um sistema pegmatítico, oferecendo importantes indicações petrogenéticas sobre a evolução destes sistemas.

O fósforo, a par do Li, B e F, actua como fundente, baixando significativamente as temperaturas de fusão, exercendo desse modo um efeito importante na formação dos fundidos pegmatíticos.

A presença de fosfatos em pegmatitos geoquimicamente evoluídos, não se deve somente à solubilidade do P_2O_5 nos fundidos graníticos e fluidos hidrotermais, mas também, à incapacidade de muitas das fases minerais das paragénese graníticas e pegmatíticas incorporarem o P nas suas estruturas.

Também o grau de diferenciação dos pegmatitos pode ser avaliado através da razão Fe/Mn, como por exemplo, nas séries trafilite – litiofilite ou zwieselite – triplite. A razão Fe/Mn nas fases minerais fosfatadas é análoga à de outras fases minerais acessórias portadoras de Mn e Fe, como por exemplo, minerais do grupo da columbite-tantalite e granadas da série almandina – espessartina.

Os processos metassomáticos influenciam profundamente as paragénese fosfatadas primárias, e são responsáveis pela formação da maioria dos fosfatos conhecidos. Neste caso, o papel do Na é particularmente importante (Fransolet, 2007). Segundo Simmons *et al.* (2003), o metassomatismo dos fosfatos primários pode ser dividido em dois patamares: alteração metassomática de alta temperatura (~ 500° – 300°C), e processos de alteração metassomática de baixa temperatura entre os 300°C e os 100°C.

Os fosfatos são fases minerais acessórias comuns na maioria dos pegmatitos da família Li-Cs-Ta da Zona Centro Ibérica (e.g, Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998; Lima *et al.*, 1999; Lima, 2000; Neiva *et al.*, 2001; Martins, 2009).

Embora a sua proporção seja normalmente baixa nos filões aplitopegmatíticos, existem exemplos de altas concentrações em alguns pegmatitos (e.g., Roda *et al.*, 1998; Roda *et al.*, 2004; Roda *et al.*, 2008).

Trabalhos como os de Roda (1993) e Roda *et al.* (1996), descrevem algumas das ocorrências de fosfatos no campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. No entanto, no desenvolvimento do presente estudo foram identificadas novas ocorrências e outros tipos de pegmatitos, onde também são comuns fases minerais fosfatadas (Roda *et al.*, 2007b; 2010).

Neste capítulo descreve-se a ocorrência, textura, composição e importância petrogenética das fases minerais fosfatadas nos filões aplitopegmatíticos da FA.

Além da apatite, que é de todos o mais comum dos fosfatos e ocorre na maioria dos filões aplitopegmatíticos, uma grande variedade de outras fases minerais fosfatadas foram reconhecidas no campo aplitopegmatítico da FA, incluindo fosfatos-Fe-Mn e fosfatos-Al (Tabela V.8).

Tabela V.8. Lista das fases minerais fosfatadas identificadas nos diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.

FOSFATO	COMPOSIÇÃO IDEAL	TIPO DE FILÃO										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Wyllieite-rosemaryite	$\text{Na}_2(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Al}(\text{PO}_4)_3$						•					
Graftonite	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ca})_3(\text{PO}_4)_2$						•					
Sarcópsido	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2$						•					
Ferrisicklerite	$\text{Li}_{1-x}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{2+})(\text{PO}_4)$				•		•	•	•			
Sicklerite	$\text{Li}_{1-x}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+})(\text{PO}_4)$									•		
Heterosite	$(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{3+})(\text{PO}_4)$	•			•		•					
Purpurite	$(\text{Mn}^{3+}, \text{Fe}^{3+})(\text{PO}_4)$									•		
Triplite-zwieselite	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Ca})_2(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{OH})$			•			•					
Alluaudite	$\text{Na}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_3$			•			•					
Varulite	$\text{NaCa}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{PO}_4)_3$									•		
Apatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•
Amblig.-montebrasite	$\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{OH})$						•	•	•	•	•	
Väyrynenite	$\text{MnBe}(\text{PO}_4)(\text{OH})$						•					
Messelite	$\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$								•			
Childrenite	$\text{Fe}^{2+}\text{Al}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$							•				
Crandalite	$\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$							•				
Rockbridgeite	$(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5$				•							
Jahnsite s. l.	$\text{CaMn}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$				•							

V.5.1. Apatite

A apatite, tal como se pode observar na Tabela V.8, ocorre na grande maioria dos filões da FA, com excepção dos filões do tipo 5 (filões aplitepegmatíticos com feldspato potássico).

A apatite ocorre distribuída uniformemente pelos corpos pegmatíticos, em cristais de tamanho muito fino a médio, anédricos a subédricos, por vezes com hábitos euédricos prismáticos colunares.

A apatite-(CaF), é de longe o membro mais comum do grupo da apatite nos filões da FA (Tabela V.8). Só num caso numa amostra dum filão do tipo “lepidolite” + + espodumena, a apatite é composicionalmente hidroxiapatite – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ (Tabela V.9).

Tabela V.9. Composição química da apatite associada a diferentes tipos de filões do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	4	6	6	6	6	6	7	8	9	9	9	11
	wt%											
P ₂ O ₅	41,64	42,53	42,51	42,53	41,68	41,58	35,37	42,52	43,01	43,42	42,95	41,64
SrO	0,00	0,19	0,20	0,19	0,00	0,00	0,05	0,21	1,79	1,52	1,52	0,00
FeO	0,56	0,09	0,11	0,09	0,29	1,24	0,37	0,01	0,22	0,26	0,35	0,06
MnO	2,66	2,08	0,86	2,08	0,52	4,87	0,13	3,98	4,49	4,79	5,21	0,18
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
CaO	52,77	54,36	54,77	54,36	54,94	50,15	53,58	50,54	48,99	49,70	49,49	56,25
Na ₂ O	0,04	0,07	0,00	0,07	0,00	0,12	0,28	0,04	0,08	0,13	0,15	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	2,96	2,25	2,37	2,25	3,73	3,50	4,41	2,78	1,93	1,97	0,57	4,40
Sum	100,63	101,57	100,82	101,57	101,16	101,46	94,44	100,08	100,55	101,79	100,25	102,55
O=F	1,25	0,95	1,00	0,95	1,57	1,47	1,86	1,17	0,81	0,83	0,24	1,85
Total	99,38	100,62	99,83	100,62	99,59	99,99	92,58	98,91	99,74	100,96	100,01	100,70
	5 (PO ₄)											
P	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Sr	0,000	0,016	0,016	0,016	0,000	0,000	0,005	0,017	0,142	0,120	0,121	0,000
Fe ²⁺	0,066	0,011	0,013	0,011	0,034	0,147	0,052	0,001	0,025	0,030	0,040	0,007
Mn	0,320	0,244	0,102	0,244	0,062	0,586	0,018	0,469	0,523	0,552	0,607	0,022
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,059	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000
Ca	8,019	8,087	8,152	8,087	8,341	7,632	9,586	7,521	7,207	7,242	7,291	8,548
Na	0,011	0,018	0,000	0,018	0,000	0,033	0,089	0,012	0,021	0,035	0,040	0,005
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	1,328	0,988	1,040	0,988	1,671	1,572	2,331	1,223	0,837	0,849	0,250	1,973
(OH)*	0,332	0,655	0,598	0,655	0,003	0,095	0,000	0,402	0,766	0,757	1,343	0,000

* - Calculado

As concentrações de Mn variam entre 0,13 wt% MnO, na apatite dos filões do tipo 7 (petalíticos), e aproximadamente 5,00 wt% MnO na apatite dos filões do tipo 9 (Tabela V.9). Os valores de Fe são, regra geral, muito mais baixos que os de Mn (0,01 a 1,24 wt% FeO), com razões Mn/Fe semelhantes aos de outras apatites de pegmatitos félsicos (Piccoli & Candela, 2002).

Altos conteúdos (até 1,79 wt% SrO) podem ser encontrados em algumas apatites ricas em Mn (Tabela V.9). Não foi encontrada nenhuma relação entre os teores de F e Mn e o tipo de pegmatito em que estas apatites ocorrem. A apatite rica em Mn, que por vezes se apresenta em tons azulados ao microscópio óptico, aparece como cristais euédricos de carácter granular, o que leva a crer na sua origem primária. Casos de apatite primária rica em Mn são relatados em outras paragénese fosfatadas (Deer *et al.*, 1992; Roda *et al.*, 2004).

V.5.2. Fosfatos de Fe-Mn

Os fosfatos de Fe-Mn são fases acessórias comuns nos filões aplitopegmatíticos da FA, especialmente nos corpos discordantes simples do tipo 6. Também surgem nos demais tipos de filão, com excepção dos filões quartzo-andaluzíticos (T2) e nos filões ricos em feldspato potássico do tipo 5 (Tabela V.8).

Este tipo de fosfatos ocorre em massas muito finas, de cristais anédricos a subédricos. Muitos deles são facilmente reconhecidos em lâmina delgada pelas suas cores fortes: castanho avermelhado no caso da ferrisicklerite-sicklerite; tons vermelhos a púrpura no caso da heterosite-purpurite; amarelos a esverdeados para a zwieselite, wyllieite-rosemaryite (Figura V.18) e alluaudite-varulite.

O sarcópsido incolor, ocorre como lamelas irregulares, incluso em alguns cristais de ferrisicklerite, heterosite e na graftonite incolor.

A messelite ocorre nos filões espoduménicos (tipo 8). É incolor, parcialmente substituída por ferrisicklerite nos bordos e microfracturas.

A jahnsite e a rockbridgeite ocorrem unicamente nos pegmatitos simples concordantes (tipo 4). Formam nódulos arredondados, atingindo por vezes 5cm Ø, em substituição de ferrisicklerite e heterosite negra a avermelhada. Estes fosfatos tardios, estão em estreita associação em cristais fibro-radiais, com a rockbridgeite a crescer sobre

a jahnsite. O alto pleocróismo em tons bronze é típico da rockbridgeite, com a jahnsite exibindo tons amarelados.

Com excepção da sicklerite, purpurite e varulite, que apenas surgem nos pegmatitos do tipo 9 (“lepidolite” + espodumena), todos os outros fosfatos estão próximos dos termos ricos em Fe.

Fosfatos das séries ferrisicklerite-sicklerite e heterosite-purpurite foram identificados em cinco tipos de filões diferentes (Tabela V.8). Fosfatos da série alluaudite-varulite foram identificados em pelo menos três tipos de filões e a zwieselite em dois tipos (Tabela V.8).

A razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn})$ nestas fases fosfatadas varia significativamente de acordo com o tipo de filão em que ocorrem.

Nos fosfatos das séries da ferrisicklerite-sicklerite e heterosite-purpurite, a razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn})$ de diferentes tipos de filões pegmatíticos varia entre 0,77 (tipo 6) e 0,43 (tipo 9), com valores intermédios para os filões do tipo 4, 7 e 8 (0,67 – 0,68, 0,72 e 0,69, respectivamente) (Tabela V.10).

De um modo semelhante, os membros do grupo da alluaudite também exibem diferenças significativas de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn})$, desde 0,80 (tipo 3), 0,72 – 0,52 (tipo 6), a 0,36 nos filões do tipo 9 (Tabela V.11).

A zwieselite associada às apófises pegmatíticas e aplitos (tipo 3), também mostra uma razão de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn})$ ligeiramente mais alta do que a dos filões discordantes do tipo 6 (Tabela V.12).

A wyllieite e o seu produto de substituição – rosemaryite (Figura V.18) – foram até ao momento identificados nos pegmatitos do tipo 6 (Tabelas V.8 e V.13). A wyllieite aparece em grãos subédricos a anédricos, com ~ 1 cm de comprimento, associada à rosemaryite. Não se observam relações de reacção entre a wyllieite e os silicatos associados (quartzo, plagioclase e moscovite). A wyllieite é substituída topotacticamente pela rosemaryite, numa passagem progressiva de wyllieite de tons verdes (sem alteração) para composições intermédias, até rosemaryite secundária de tons amarelados (Figura V.18).

Esta substituição ocorre por lixiviação do Na da wyllieite primária, com oxidação simultânea dos catiões dos metais de transição, mantendo desse modo o equilíbrio de cargas (Roda, 1993; Fransolet, 1995; Roda *et al.*, 1996; Hatert *et al.*, 2005).

Tabela V.10. Composição química de ferrisicklerite (Fs), heterosite (Ht), sicklerite (Sc) e purpurite (Pu) dos filões do tipo 4, 6, 7, 8 e 9, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	4	4	6	6	7	7	8	8	9	9
Fosfato	Fs	Ht	Fs	Ht	Fs	Fs	Fs	Fs	Sc	Pu
					wt%					
K ₂ O	0,05	0,05	0,00	0,08	0,05	0,06	0,04	0,01	0,00	0,78
Na ₂ O	0,05	0,05	0,07	0,13	0,12	0,06	0,02	0,15	0,27	0,41
CaO	1,14	0,45	0,13	0,30	0,22	0,13	0,03	0,14	0,34	1,72
MgO	0,52	0,43	0,26	0,01	0,96	0,81	0,03	0,05	2,26	0,08
Al ₂ O ₃	0,00	0,01	0,04	0,06	0,02	0,00	0,00	0,03	0,06	0,06
P ₂ O ₅	41,57	45,85	42,37	41,72	46,22	46,17	46,14	45,31	45,23	44,95
MnO	15,13	0,00	11,01	0,00	12,77	12,42	14,23	14,77	22,87	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	32,25	32,06	31,70	32,34	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,12
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Fe ₂ O ₃	35,61	34,97	42,62	42,72	35,84	35,63	35,23	35,94	22,25	20,68
Mn ₂ O ₃	0,00	17,23	0,00	13,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	26,72
Total	94,08	99,05	96,52	98,08	96,24	95,34	95,77	96,46	93,33	95,52
					1 (PO ₄)					
Mn ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,280	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,534
Al	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002
Zn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002
P	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,364	0,338	0,260	0,000	0,276	0,269	0,309	0,326	0,506	0,000
Mg	0,022	0,016	0,011	0,000	0,037	0,031	0,001	0,002	0,088	0,003
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,035	0,013	0,004	0,009	0,006	0,004	0,001	0,004	0,010	0,048
Na	0,003	0,003	0,004	0,007	0,006	0,003	0,001	0,007	0,014	0,021
K	0,002	0,002	0,000	0,003	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,026
Fe ³⁺	0,762	0,678	0,894	0,910	0,689	0,686	0,679	0,705	0,437	0,409
Fe/(Fe+Mn)	0,680	0,667	0,775	0,765	0,714	0,718	0,687	0,684	0,464	0,433

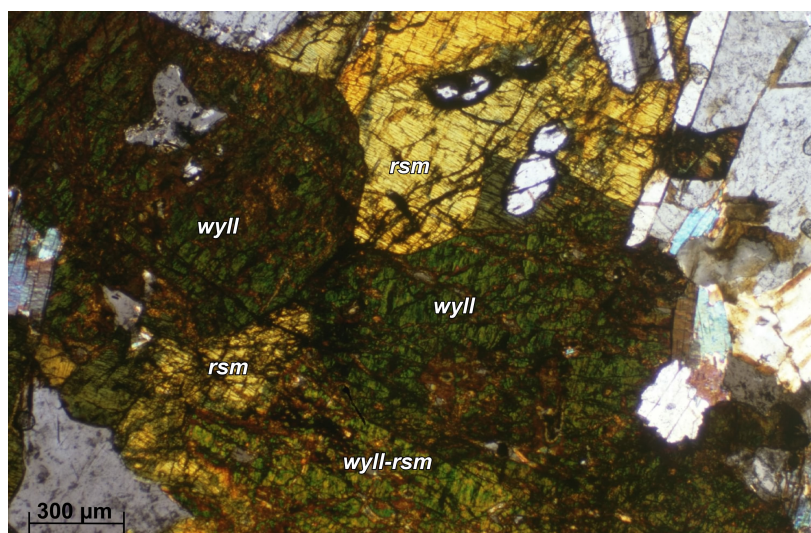


Figura V.18. Cristal sub-édrico de wyllieite verde (wyl), parcialmente ou totalmente substituída por rosemaryite amarela (rsm).

Tabela V.11. Composição química de ferroalluaudite (FeA), alluaudite s.s. (All), hagendorfite (Ha) e varulite (Va) dos filões do tipo 3, 6 e 9, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	3	3	3	6	6	6	6	9
Fosfato	FeA	FeA	FeA	All	All	All	Ha	Va
	wt%							
K ₂ O	0,00	0,05	0,12	0,13	0,12	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	5,37	5,25	5,92	6,03	6,59	5,48	3,65	7,72
CaO	0,58	0,80	1,65	0,48	1,07	1,40	7,12	0,37
MgO	0,64	0,52	0,47	1,55	1,46	0,21	0,13	1,00
Al ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,98	0,07	0,07
P ₂ O ₅	41,51	41,78	42,40	44,71	44,83	41,88	41,50	41,60
MnO	8,92	9,03	8,11	12,02	11,75	15,64	22,67	27,11
FeO	37,09	35,36	33,96	31,23	30,77	29,46	24,90	15,45
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,14	92,79	92,64	96,20	96,59	95,05	100,04	93,32
	1 (PO ₄)							
M2								
Al	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,033	0,002	0,002
Fe ³⁺	0,416	0,514	0,573	0,615	0,604	0,363	0,068	0,367
Mg	0,027	0,022	0,020	0,050	0,057	0,009	0,006	0,042
Fe ²⁺	0,223	0,131	0,074	0,000	0,006	0,262	0,525	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,255
M1								
Mg	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,244	0,191	0,144	0,075	0,069	0,070	0,000	0,000
Mn	0,089	0,142	0,189	0,248	0,262	0,264	0,333	0,333
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
A1								
Mn	0,126	0,074	0,002	0,021	0,000	0,110	0,147	0,063
Ca	0,018	0,024	0,049	0,014	0,028	0,042	0,186	0,011
Na	0,190	0,235	0,282	0,298	0,306	0,181	0,000	0,259
A2								
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000
Na	0,106	0,053	0,038	0,011	0,031	0,118	0,201	0,166
K	0,000	0,002	0,004	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000
lacuna	0,227	0,279	0,291	0,318	0,298	0,215	0,132	0,167
Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mn)	0,804	0,795	0,805	0,719	0,721	0,650	0,520	0,360

Nota: posições catiónicas segundo Hatert et al. (2000).

Tabela V.12. Composição química de zwieselite de apófises aplitopegmatíticas (tipo 3) e filões simples discordantes (tipo 6), do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	3	3	3	3	3	6	6
	wt%						
Al ₂ O ₃	0,32	0,33	0,16	0,64	0,22	0,00	0,02
MgO	7,08	5,44	7,47	5,10	5,14	2,19	2,26
CaO	0,68	0,69	0,32	0,82	0,65	0,96	0,69
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,38
P ₂ O ₅	25,47	24,33	24,52	25,75	25,48	30,90	30,86
MnO	19,82	24,02	21,34	23,87	23,79	22,64	22,71
FeO	35,64	33,87	34,35	33,99	34,81	34,05	35,51
Na ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,09	0,04	0,00	0,02
F	6,13	6,76	7,75	6,07	6,59	7,74	7,75
Sum	95,13	95,44	95,93	96,32	96,70	98,73	100,20
O=F	2,58	2,85	3,26	2,56	2,77	3,26	3,26
Total	92,55	92,60	92,67	93,77	93,93	95,47	96,94
	1 (PO ₄)						
F	0,899	1,038	1,180	0,880	0,966	0,936	0,938
Al	0,018	0,019	0,009	0,035	0,012	0,000	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,011
P	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe ²⁺	1,382	1,375	1,384	1,304	1,349	1,089	1,137
Mn	0,778	0,988	0,871	0,927	0,934	0,733	0,736
Mg	0,489	0,394	0,536	0,348	0,355	0,125	0,129
Ca	0,034	0,036	0,016	0,040	0,032	0,039	0,028
Na	0,000	0,001	0,003	0,008	0,003	0,000	0,002
Fe/(Fe+Mn)	0,640	0,582	0,614	0,584	0,591	0,598	0,607

A composição química da messelite e da jahnsite são apresentadas na Tabela V.14. A messelite é uma fase rica em Ca (27,74 – 30,86 wt% CaO), com quantidades baixas, mas significativas, de Fe (8,82 – 12,91 wt% FeO) e Mn (5,04 – 9,62 wt% MnO), e teores reduzidos de Mg (0,27 – 0,77 wt% MgO). A composição química da jahnsite é complexa, pois diferentes cátions podem ocorrer em posições semelhantes da sua estrutura, o que torna difícil a sua classificação. Neste caso, o elemento principal é o Fe³⁺ (~ 27,00 wt% Fe₂O₃), seguido do Mn (11,71 – 12,64 wt% MnO), Mg (3,43 – 4,12 wt% MgO), Ca (3,35 – 4,01 wt% CaO) e Na (1,09 – 1,31 wt% Na₂O).

Tabela V.13. Composição química de wyllieite (Wyll) e rosemmaryite (Rsm) de filões simples discordantes do tipo 6, do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

Fosfato	Wyll	Wyll	Wyll	Rsm	Rsm
			wt%		
K₂O	0,04	0,03	0,01	0,05	0,02
CaO	0,28	0,38	0,38	2,09	0,46
P₂O₅	43,74	43,27	44,86	44,14	45,50
MnO	18,79	17,48	18,65	18,14	18,20
FeO	24,50	25,58	23,93	23,84	23,33
Na₂O	6,17	5,02	4,75	3,89	2,80
Al₂O₃	6,12	6,26	7,84	7,44	9,25
MgO	0,11	0,12	0,06	0,07	0,07
Total	99,75	98,14	100,48	99,66	99,63
			1 (PO ₄)		
M(2b)					
Al	0,195	0,201	0,243	0,235	0,283
Fe³⁺	0,100	0,121	0,088	0,096	0,048
Mg	0,004	0,005	0,002	0,003	0,003
Fe²⁺	0,034	0,006	0,000	0,000	0,000
M(2a)					
Fe³⁺	0,000	0,000	0,028	0,000	0,117
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	0,333	0,333	0,306	0,333	0,216
M(1)					
Fe²⁺	0,086	0,124	0,106	0,122	0,126
Mn	0,247	0,210	0,227	0,211	0,208
X(1)					
Mn	0,182	0,194	0,189	0,200	0,192
Ca	0,008	0,011	0,011	0,060	0,013
Na	0,143	0,128	0,134	0,073	0,128
lacuna	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X(2)					
Na	0,180	0,138	0,108	0,129	0,013
lacuna	0,153	0,195	0,225	0,205	0,321
Fe/(Fe+Mn)	0,563	0,591	0,559	0,565	0,559

Tabela V.14. Composição química de messelite (Mes) de filões do tipo 8 (com espodumena) e de jahnsite (Jh) de filões simples concordantes (tipo 4), do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	8	8	8	8	8	4	4	4	4
Fosfato	Mes	Mes	Mes	Mes	Mes	Jh	Jh	Jh	Jh
	wt%								
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
Na ₂ O	0,20	0,05	0,44	0,08	0,04	1,27	1,31	1,09	1,27
CaO	28,09	27,74	28,26	29,57	30,86	3,55	3,35	4,01	3,65
MgO	0,51	0,29	0,27	0,77	0,43	4,12	3,67	3,65	3,43
Al ₂ O ₃	0,10	0,03	0,22	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	37,12	37,97	36,75	38,65	38,01	32,68	32,97	32,28	32,46
MnO	5,04	8,70	8,47	8,95	9,62	11,96	11,71	12,64	12,08
FeO	12,91	11,47	10,42	8,82	8,95	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,15	27,77	27,01	27,83
Total	83,99	86,24	84,86	86,91	87,96	80,73	80,78	80,72	80,74
	2 (PO ₄)					4 (PO ₄)			
Al	0,008	0,002	0,017	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
P	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe ²⁺	0,687	0,597	0,560	0,451	0,465	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,272	0,458	0,461	0,463	0,506	1,464	1,421	1,566	1,489
Mg	0,049	0,026	0,026	0,071	0,040	0,887	0,783	0,797	0,743
Ca	1,915	1,849	1,947	1,936	2,055	0,550	0,514	0,629	0,569
Na	0,025	0,006	0,055	0,009	0,005	0,357	0,363	0,310	0,358
K	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,005
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,954	2,995	2,975	3,048
Fe/(Fe+Mn)	0,717	0,566	0,549	0,493	0,479	0,669	0,678	0,655	0,672

V.5.3. Fosfatos de Al

O fosfato de alumínio mais comum nos aplitopegmatitos da FA é a montebrasite. Esta fase mineral fosfatada, assim como os outros fosfatos-Al, ocorrem exclusivamente nos filões simples discordantes do tipo 6 e nos filões aplitopegmatíticos com mineralização litinífera (filões do tipo 7 ao tipo 10), sendo mais abundantes nos filões com “lepidolite” na sua paragéneses (Tabela V.8).

A montebrasite ocorre como pequenos cristais (< 1 mm), subédricos a anédricos, incolores, podendo atingir ~ 10 mm. Exibem geralmente maclas polissintéticas, por vezes duplas.

Análises representativas de montebrasite, podem ser consultadas na Tabela V.15. É possível observar uma grande variabilidade nos conteúdos de F ao nível do cristal. As maiores variações observam-se em amostras do filão do tipo 7 (petalítico), onde os teores de F variam entre 0,81 e 3,82 wt%.

Tabela V.15. Composição química de montebrasite associada aos filões do tipo 6, 7, 8, 9, e 10, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

Tipo	6	6	6	7	7	7	8	8	8	9	9	9	10	10	10
	wt%														
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,01	0,03	0,13	0,07	0,02	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	48,05	48,57	47,10	49,58	49,23	49,35	50,86	50,53	50,12	49,79	46,55	46,14	49,95	51,27	46,56
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03
FeO	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,06	0,12	0,22	0,01	0,01	0,07	0,02	0,04	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
Na ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,08	0,04	0,01	0,03	0,14	0,05	0,21
F	1,84	1,67	2,02	0,81	3,82	2,88	0,89	0,75	0,87	1,18	3,24	3,54	1,15	1,04	2,70
Al ₂ O ₃	36,77	36,01	35,23	34,24	35,26	35,31	32,92	34,06	33,14	33,75	35,24	35,15	34,67	34,67	32,32
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Sum	86,69	86,29	84,49	86,95	86,32	86,96	84,79	85,46	84,59	84,76	85,35	84,99	85,97	87,09	81,86
O=F	0,78	0,70	0,85	0,76	0,66	0,71	0,38	0,31	0,37	0,50	1,36	1,49	0,48	0,44	1,14
Total	85,91	85,58	83,64	86,19	85,66	86,25	84,42	85,14	84,22	84,27	83,99	83,50	85,48	86,65	80,72
	1 (PO ₄)														
F	0,143	0,128	0,160	0,061	0,290	0,218	0,066	0,055	0,065	0,089	0,260	0,286	0,086	0,076	0,217
Al	1,066	1,032	1,042	0,962	0,997	0,996	0,901	0,938	0,921	0,944	1,054	1,061	0,967	0,942	0,967
Zn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
P	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Ca	0,000	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Na	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003	0,002	0,001	0,001	0,007	0,002	0,010
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Os valores mais baixos e constantes observam-se nos filões ricos em espodumena do tipo 8 (0,75 a 0,89 wt% F).

A montebrasite nos aplitopegmatitos com “lepidolite” na sua paragénese (tipo 9 e 10) é normalmente rica em flúor (< 3,54 wt% F). Não se observa zonamento composicional sistemático dos teores de F nos cristais, no entanto, é possível encontrar variações aleatórias em alguns cristais. Este fenómeno resulta de processos

metassomáticos, responsáveis pela redistribuição do F nos cristais de montebrasite, tal como observado em algumas micas ricas em Li e F destes pegmatitos.

Além da montebrasite, outras duas fases fosfatadas aluminosas foram identificadas nos filões ricos em petalite do tipo 7: childrenite e fosfatos do grupo da crandalite (Tabela V.16).

Tabela V.16. Composição química de fosfatos de Al dos filões com petalite (tipo 7) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra (Chd – childrenite; Cr – crandalite). Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Valores obtidos por microsonda electrónica.

Fosfato	Chd	Chd	Chd	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr
				wt%				
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,02	0,00
Na ₂ O	0,11	0,03	0,06	0,64	0,16	0,03	0,09	0,03
CaO	1,81	1,50	0,61	12,04	10,21	8,26	9,69	9,40
MgO	0,09	0,07	0,12	0,06	0,01	0,02	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	21,50	21,73	21,47	34,13	33,56	32,15	31,87	33,37
P ₂ O ₅	30,66	31,14	30,73	33,55	31,40	30,33	29,81	29,77
MnO	6,12	9,00	7,52	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00
FeO	21,55	19,18	21,02	0,41	0,07	0,09	0,02	0,03
ZnO	0,06	0,05	0,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,13	0,02	0,07	0,23	0,03
SrO	0,00	0,00	0,00	0,02	3,70	7,44	5,52	5,19
Total	81,93	82,69	81,62	80,99	79,16	78,47	77,30	77,91
	1 (PO ₄)			2 (PO ₄)				
Sr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,162	0,336	0,254	0,239
Al	0,976	0,971	0,973	2,833	2,976	2,952	2,977	3,122
Zn	0,002	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
P	1,000	1,000	1,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,694	0,608	0,675	0,024	0,005	0,006	0,001	0,002
Mn	0,200	0,289	0,245	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000
Mg	0,005	0,004	0,007	0,006	0,001	0,002	0,003	0,005
Ti	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,004	0,014	0,002
Ca	0,075	0,061	0,025	0,909	0,823	0,689	0,823	0,799
Na	0,008	0,002	0,004	0,087	0,024	0,004	0,014	0,004
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,004	0,002	0,000
Fe/(Fe+Mn)	0,777	0,678	0,734	1,000	1,000	0,691	0,533	1,000

A childrenite, incolor, ocorre em agregados fibro-lamelares, associada a albite e apatite. A crandalite surge como produto de alteração a rodear a montebrasite, em massas nodulares com rútilo, apatite e minerais de argila (Figura V.19).

Nos fosfatos do grupo da crandalite, os teores de Sr variam entre 0,02 e 7,44 wt% SrO, ou seja, representam cristais intermédios entre crandalite e o seu análogo rico em Sr, goyazite.

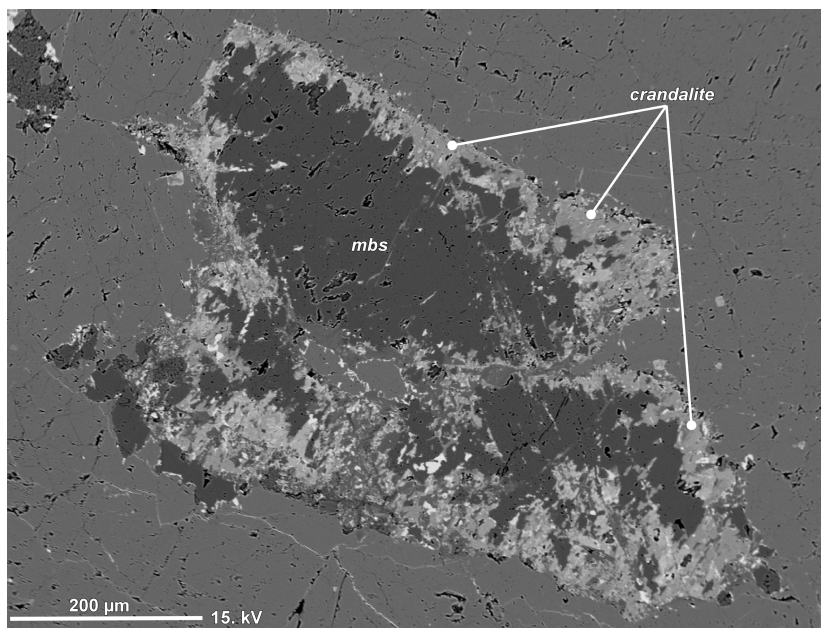


Figura V.19. Imagem BSE dum cristal de montebrasite (mbs), com halo de alteração complexo, constituído por crandalite, apatite e minerais de argila.

V.5.4. Discussão

Tal como referido na introdução deste subcapítulo, um decréscimo no valor da razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn})$ nos fosfatos está associada a uma crescente evolução pegmatítica (Ginsburg, 1960; Fransolet *et al.*, 1986; Keller, 1994; Keller *et al.*, 1994; Roda *et al.*, 2005).

No caso dos fosfatos do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, a razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn})$ decresce à medida que a complexidade mineral e estrutural dos pegmatitos aumenta. Tendo em conta tal facto, uma sequência evolutiva pode ser proposta: tipo 3 → tipo 6 → tipo 7 e 8 → tipo 4 → tipo 9, com as razões mais baixas nos filões mais complexos, estando os valores mais altos associados aos corpos mais simples e menos evoluídos. Esta sequência é consistente com observações mineralógicas e petrológicas, assim como com semelhantes tendências geoquímicas evidenciadas por outras fases minerais, e.g., micas e feldspatos.

No entanto, a ferrisicklerite e heterosite dos filões concordantes simples (T4), manifesta razões de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn}) \approx 0,67$. Este valor é mais baixo do que seria de esperar, considerando o baixo grau evolutivo evidenciado por estes filões aplitopegmatíticos, quer pela sua paragénese mineral simples, quer pelas altas razões de K/Rb das micas e feldspatos. Somando o facto de estes filões concordantes (tipo 4) surgirem na zona da isógrada da andaluzite-silimanite, muito próximo do complexo granítico de Mêda-

-Penedono-Lumbrals, parece evidente que os filões do tipo 4 não pertencem à mesma sequência evolutiva dos pegmatitos discordantes – tipos 5, 6, 7, 8, 9 e 10.

No que diz respeito à distribuição das fases fosfatadas pelos diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da FA, os fosfatos Fe-Mn são claramente mais abundantes nos pegmatitos com graus de evolução intermédia (tipo 6), ao passo que os fosfatos de Al são também comuns nos filões com mineralização litinífera (tipo 7, 8, 9 e 10). Esta distribuição está de acordo com o zonamento descrito em outros campos pegmatíticos, onde os corpos portadores de fosfatos exibem um grau de evolução pegmatítica intermédio (Černý, 1991b).

A cristalização dos fosfatos em patamares intermédios de fraccionamento estará associada ao comportamento de incompatibilidade do P, e uma vez que a totalidade do Ca dos fundidos é consumido pela plagioclase, a precipitação de apatite é também negligível. Nos sistemas pegmatíticos este episódio ocorre durante as fases iniciais da cristalização pegmatítica, devido aos seus baixos conteúdos de Ca. No entanto, o fósforo é compatível nos estádios intermédios da evolução pegmatítica, combinando-se com Fe, Mn e/ou outros elementos, de modo a formar fases fosfatadas primárias, quer de Fe-Mn, quer de Al.

No campo aplitopegmatítico da FA, as fases fosfatadas primárias de Fe-Mn correspondem à apatite-Mn, wyllieite, zwieselite, graffonite, sarcópsido e muito provavelmente a trifilite (não detectada até ao momento). A montebrasite é a única fase fosfatada primária de Al encontrada.

Os processos *subsolidus* ulteriores afectam os fosfatos primários, acabando estes por ser substituídos por fases secundárias, originando as complexas paragénese observadas em muitos pegmatitos.

Muitos pegmatitos do campo aplitopegmatítico da FA mostram efeitos de albitização, resultado de um metassomatismo sódico. Este metassomatismo é especialmente evidente nos filões do tipo 6 e nos filões mineralizados em lítio (do tipo 7 ao tipo 10), onde é possível observar evidências desse processo nos feldspatos.

O metassomatismo Na origina também os fosfatos do grupo da alluaudite, observados em alguns dos filões, como são os casos das apófises (T3), pegmatitos simples concordantes do tipo 4 e nos filões com “lepidolite” + espodumena (tipo 9) (Tabela V.8).

Durante a substituição topotáctica da trifilite e wyllieite, por ferrisicklerite e rosemaryite, respectivamente, o Li^+ e o Na^+ são lixiviados, com oxidação concomitante do Fe, mantendo dessa forma o balanço de cargas. A ferrisicklerite e rosemaryite formam-se

a temperaturas mais altas que o resto dos fosfatos secundários, que frequentemente substituem a ferrisicklerite.

A uma baixa temperatura, alguns fosfatos hidratados e outros fosfatos com grupo hidroxilo, desenvolvem-se como produtos finais de alteração de fases fosfatadas primárias e secundárias. A ocorrência de fosfatos tardios ricos em Ca em alguns pegmatitos da FA (e.g., apatite, crandalite, messelite e jahnsite), sustentam um enriquecimento tardio em Ca, subsequente ao evento de metassomatismo Na. O cálcio libertado da plagioclase durante este processo metassomático, é fixado pela cristalização destas fases fosfatadas tardias, tal como é proposto em outras paragénese fosfatadas (Roda *et al.*, 2005).

V.6. ÓXIDOS DE Nb-TA-SN

Os óxidos de Nb-Ta-Sn dos filões aplitopegmatíticos da FA resumem-se, maioritariamente, a minerais do grupo da columbite-tantalite e à cassiterite (Figura V.20). As ocorrências de rútilo (filões tipo 4, 6 e 7) e microlite (filões tipo 10) são proporcionalmente muito menores e raras.

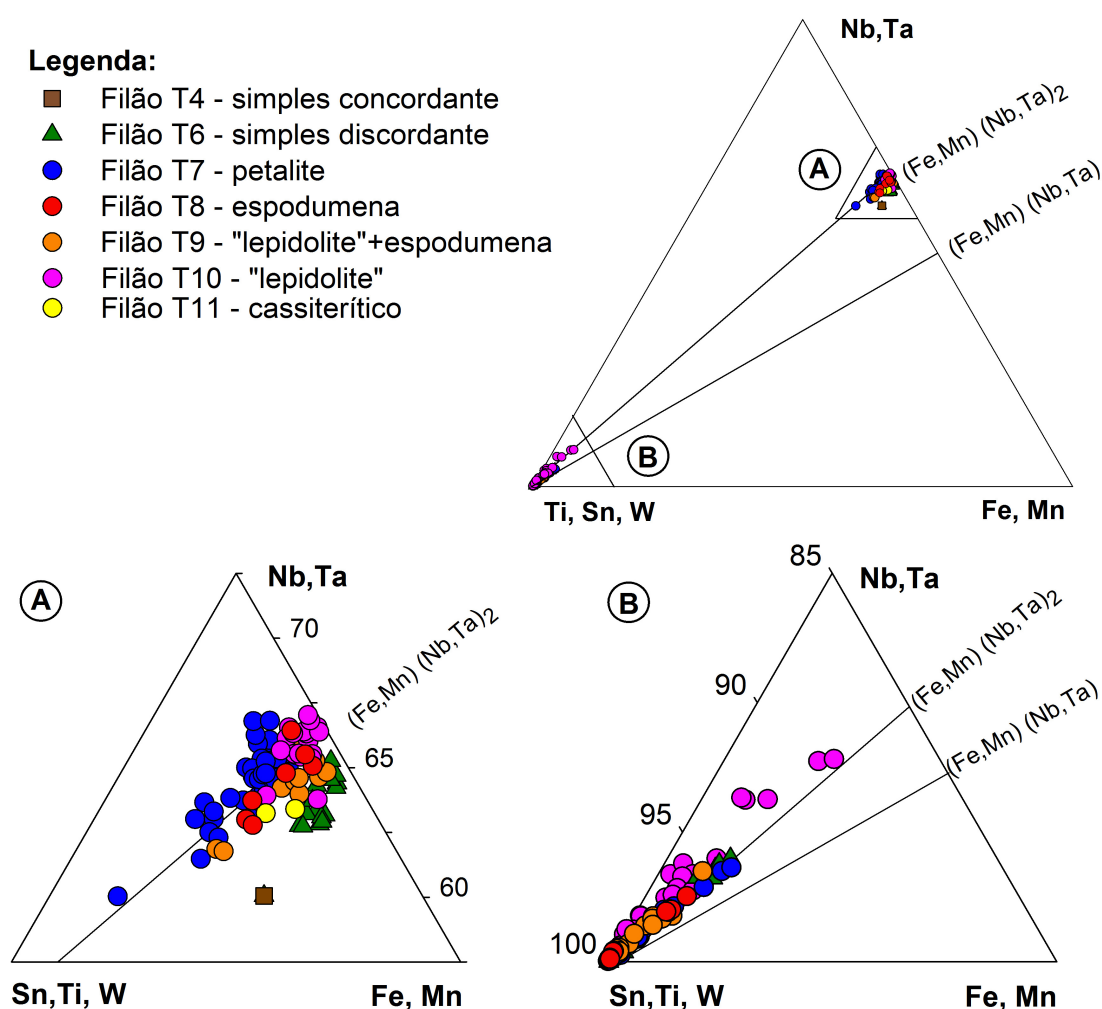


Figura V.20. Diagrama (Sn, Ti, W) - (Nb, Ta) - (Fe, Mn) dos óxidos de Nb-Ta-Sn do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, para: (a) minerais do grupo da columbite-tantalite; e, (b) cassiterite. (Dados em a.p.f.u.).

V.6.1. Grupo da columbite-tantalite

Os minerais do grupo da columbite-tantalite (CT) representam soluções sólidas expressas pela fórmula: AB_2O_6 . O sítio-A, é ocupado principalmente por Fe^{2+} e Mn^{2+} (menos vulgarmente, e.g., Ca, Mg e Sb), e a posição-B é ocupada sobretudo por Nb^{5+} e Ta^{5+} , mas também Ti, Sn, W e Sc.

Os minerais deste grupo são ortorrômbicos e representam-se pelos termos: ferrocolumbite ($FeNb_2O_6$), manganocolumbite ($MnNb_2O_6$) e manganotantalite ($MnTa_2O_6$). Apesar de a ferrotantalite [$(Fe > Mn)(Ta > Nb)_2O_6$] pertencer a este grupo, a composição expressa pela fórmula $FeTa_2O_6$ pertence à ferrotapiolite, uma espécie tetragonal da série da tapiolite (Černý & Ercit, 1985, 1989).

A variação composicional é normalmente representada no quadrilátero da columbite-tantalite, onde a ferrocolumbite $Ta/(Ta + Nb)$ e $Mn/(Mn + Fe) < 5$; a manganocolumbite $Ta/(Ta + Nb) < 5$ e $Mn/(Mn + Fe) > 5$; e, a manganotantalite $Ta/(Ta + Nb)$ e $Mn/(Mn + Fe) > 5$.

São diversos os trabalhos dedicados a este grupo mineral, especialmente focados no estudo da evolução dos sistemas pegmatíticos (por exemplo, Černý *et al.*, 1985, 1986; Černý, 1989; Ercit *et al.*, 1995; Mulja *et al.*, 1996; Neiva, 1996; Tindle & Breaks, 2000; Novák *et al.*, 2003; Černý *et al.*, 2004, 2005; Linnen & Cuney, 2005; Galliski & Černý, 2006; van Lichtenvelde, 2006).

De um modo geral, é esperado que as razões de Fe/Mn e Nb/Ta diminuam com o decorrer do fraccionamento, entre filões pegmatíticos, ou dentro de um mesmo corpo pegmatítico (Černý & Ercit, 1985).

Uma das características mais típicas dos cristais do grupo da CT, é o desenvolvimento de padrões de zonamento composicional. Lathi (1987) descreve três grandes tipos de zonamento: progressivo, oscilatório e convoluto.

O zonamento progressivo e oscilatório é comumente descrito em diversos óxidos de Nb-Ta-Sn. Se a razão Nb/Ta decresce do núcleo para a borda do cristal, o zonamento diz-se normal, sendo no caso contrário inverso (Lathi, 1987).

Também usual da CT nos pegmatitos graníticos de elementos raros, é o zonamento composicional convoluto ("patchy zonation"), originado por fluidos tardios que implicam a reabsorção parcial da columbite-tantalite primária, resultando na cristalização de uma geração de CT tardia e enriquecida em Ta (Černý *et al.*, 1992; Abella *et al.*, 1995; Tindle & Breaks, 2000).

Keppler (1993), Linnen & Keppler (1997), Linnen (1998) e Bartles *et al.* (2010), demonstram experimentalmente que, em fundidos pegmatíticos peraluminosos e metaluminosos, o fraccionamento de elementos como o Nb e Ta, é controlado pela maior solubilidade da MnTa_2O_6 relativamente à MnNb_2O_6 . A solubilidade dos HFSE, entre eles o Nb e o Ta, é altamente dependente dos conteúdos em H_2O , Li, B e P e da temperatura (Linnen & Cuney, 2005). Segundo London (2008), só o subarrefecimento do sistema pegmatítico, associado a um mecanismo do tipo “boundary layer”, poderá originar a saturação e precipitação de elementos tão solúveis.

A solubilidade dos termos ricos em Fe, é uma ordem de grandeza superior à dos termos manganíferos. Tal facto, levaria a pressupor um enriquecimento em Fe com o decorrer do fraccionamento, o que não se verifica nos sistemas pegmatíticos, onde se observa um contínuo enriquecimento em Mn com decorrer do fraccionamento, precedendo o aumento da razão $\text{Ta}/(\text{Ta} + \text{Nb})$ (Černý *et al.*, 1986). Segundo Linnen & Cuney (2005, entre outros), outras fases minerais de Fe-Mn controlam o fraccionamento do Fe e do Mn.

No entanto, estes trabalhos experimentais não conseguiram testar a hipótese avançada por Bailey (1977) e defendida por Černý *et al.* (1986), onde o progressivo enriquecimento em Mn, relativamente ao Fe, na columbite-tantalite, seria controlado pela partição do Mn e Ta para os fundidos pegmatíticos residuais, através da formação de complexos fluoretados.

Apesar de existirem imensos trabalhos dedicados a este grupo mineral, não existe ainda consenso quanto à sua evolução geoquímica nos magmas graníticos, sendo certo que, independentemente destas dúvidas, as razões Ta/Nb e Mn/Fe aumentam com a diferenciação (Černý *et al.*, 1986; Mulja *et al.*, 1996).

Petrografia

Os minerais do grupo da CT foram identificados nos filões do tipo 4, 6, 7, 8, 9, 10 e 11.

Os cristais de CT exibem padrões de zonamento típicos destas fases minerais, com predomínio do zonamento progressivo e oscilatório, quer normal, quer inverso (Figuras V.21 e V.22). Os zonamentos convolutos (Figura V.23), com golfos de corrosão, são típicos das CT dos filões petalíticos (tipo 7), filões espoduménicos (tipo 8) e dos filões com “lepidolite” (tipo 10).

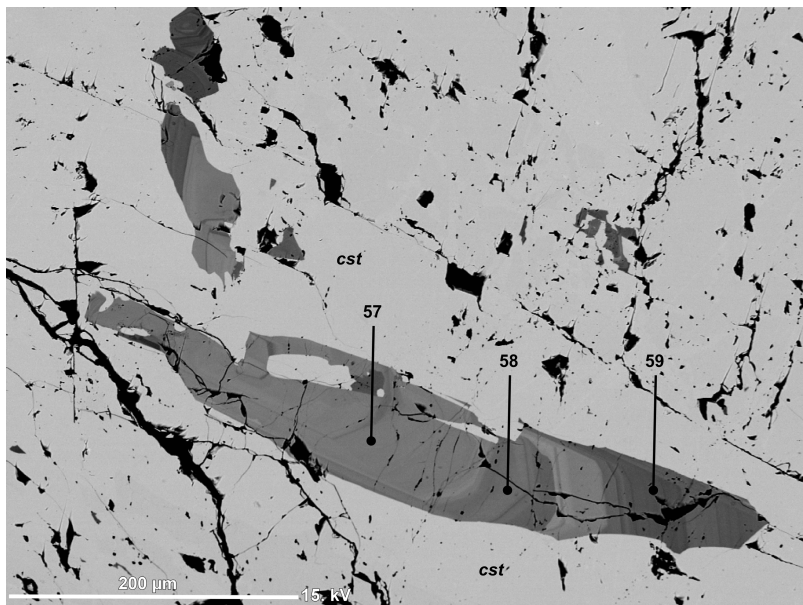


Figura V.21. Imagem BSE de inclusão de ferro-columbite na cassiterite, com zonamento oscilatório inverso, num filão do tipo 7. A razão Nb/Ta varia entre 3,349 no ponto 57 e 5,748 no ponto 59. Pontos 57, 58 e 59 da Tabela V.17. É o mesmo cristal assinalado na Figura V.30.

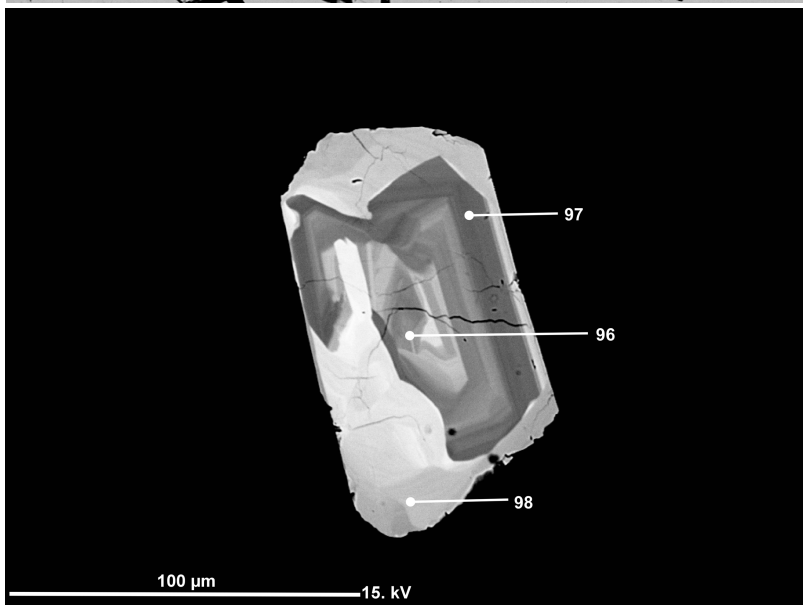


Figura V.22. Imagem BSE de um cristal sub-édrico de ferro-columbite disseminado, com zonamento oscilatório inverso, parcialmente afectado por enriquecimento tardio em Ta_2O_5 (32,04 wt%) nas margens e parte da zona central. Pontos 96, 97 e 98 da Tabela V.17.

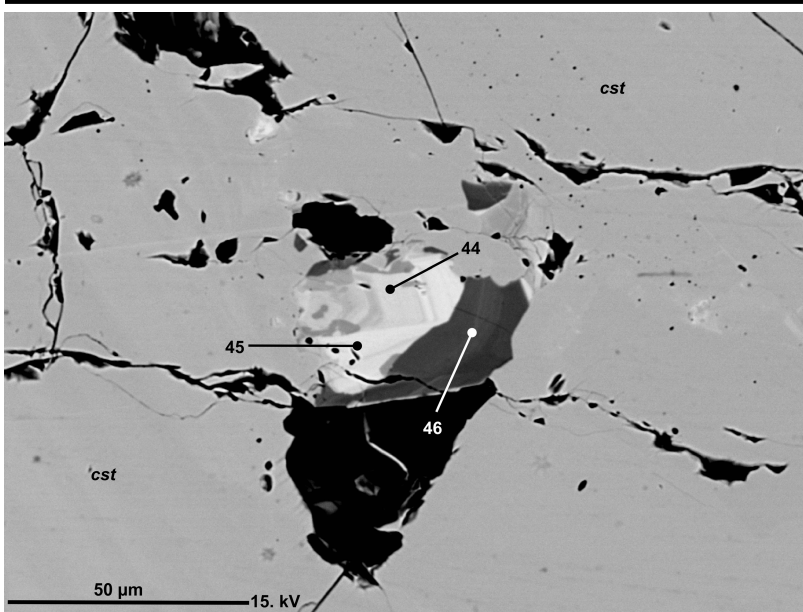


Figura V.23. Imagem BSE de inclusão de ferro-columbite (ponto 46) em cassiterite, com desenvolvimento de zonamento convoluto nas zonas mais claras (pontos 44 e 45 – ferrotantalite). Pontos 44, 45 e 46 da Tabela V.17.

Como é comumente descrito, e.g., Tindle & Breaks (2000), a variação dos teores de Nb e Ta da CT reflecte-se nos tons cinza observados nas imagens de BSE (“backscattered electron”), com os cinzentos mais claros a reflectirem valores proporcionalmente mais altos em Ta e as zonas com níveis de cinzento mais escuro, valores de Nb mais elevados.

Os cristais de CT, quando ocorrem isolados, são normalmente opacos ou com tons caramelo escuro, apresentando cores dos mesmos tons, mas mais claras, nos bordos dos cristais de cassiterite ou perto desta (Figura V.24).

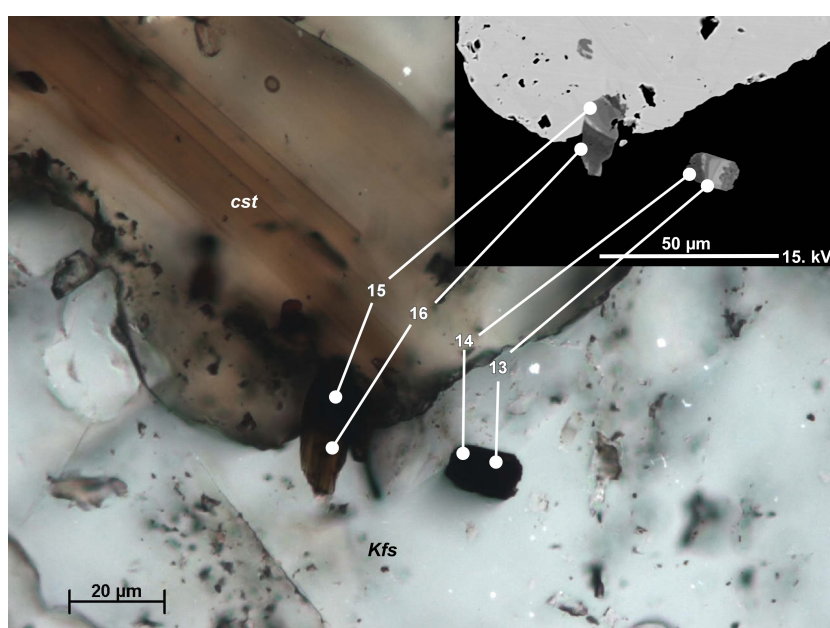


Figura V.24. Cristais de ferrocolumbite, de um filão do tipo 7, associados a cassiterite (cst). Um deles parcialmente incluído, com zonamento progressivo inverso (Nicóis paralelos). Canto superior direito, imagem BSE da mesma área: cinza claro, Nb/Ta mais baixa (pontos 13 e 15); cinza escuro, Nb/Ta mais alta (pontos 14 e 16). Pontos 13, 14, 15 e 16 da Tabela V.17. (Kfs – feldspato potássico).

Nos filões do tipo 4 (concordantes simples) a CT é rara, muito fina e de hábito subédrico, disseminada pelas fácies aplitopegmatíticas, em associação com quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite, granada e muito raramente rútilo.

No caso dos filões simples discordantes (tipo 6), a CT subédrica a euédrica, ocorre, quer disseminada, quer em associação com a cassiterite, distribuída pelas fácies aplíticas e pegmatíticas, em associação paragenética com quartzo, plagioclase, feldspato potássico, moscovite, fosfatos de Fe-Mn e muito raramente rútilo.

A columbite-tantalite é especialmente abundante nos filões com petalite (tipo 7), em estreita relação com a cassiterite – também ela muito abundante neste tipo de filões. Ocorre tanto isoladamente dispersa pelo filão aplitopegmatítico, em cristais aciculares euédricos a subédricos, que podem atingir ~ 10mm, quer em associação com a

cassiterite, em cristais subédricos a euédricos, parcial ou totalmente inclusos (Figura V.21) ou então, muito próximo das margens dos cristais de cassiterite. Surge em paragénese dominadas pelo quartzo, petalite, plagioclase, feldspato potássico, montebrasite, apatite e fosfatos secundários, como alluaudite e childrenite.

Apesar de não ser tão abundante como nos filões do tipo 7, a CT dos filões do tipo 8 (com espodumena) ocorre disseminada pela fácies aplitopegmatítica, mas predominantemente na fácies mais aplítica, em estreita relação com a cassiterite. Apresenta hábitos aciculares, euédricos a subédricos, com golfos de corrosão. Está frequentemente associada a quartzo, moscovite, plagioclase, feldspato potássico, espodumena, montebrasite, cassiterite e fosfatos de Fe-Mn.

Nos filões do tipo 9 (“lepidolite” + espodumena) a CT apresenta hábitos euédricos a subédricos, atingindo por vezes, no caso dos cristais disseminados, ~ 10mm de comprimento. Ocorre numa matriz fina, associada à moscovite, quartzo e plagioclase. Uma CT de tamanho menor, subédrica, ocorre inclusa na cassiterite (Roda, 1993).

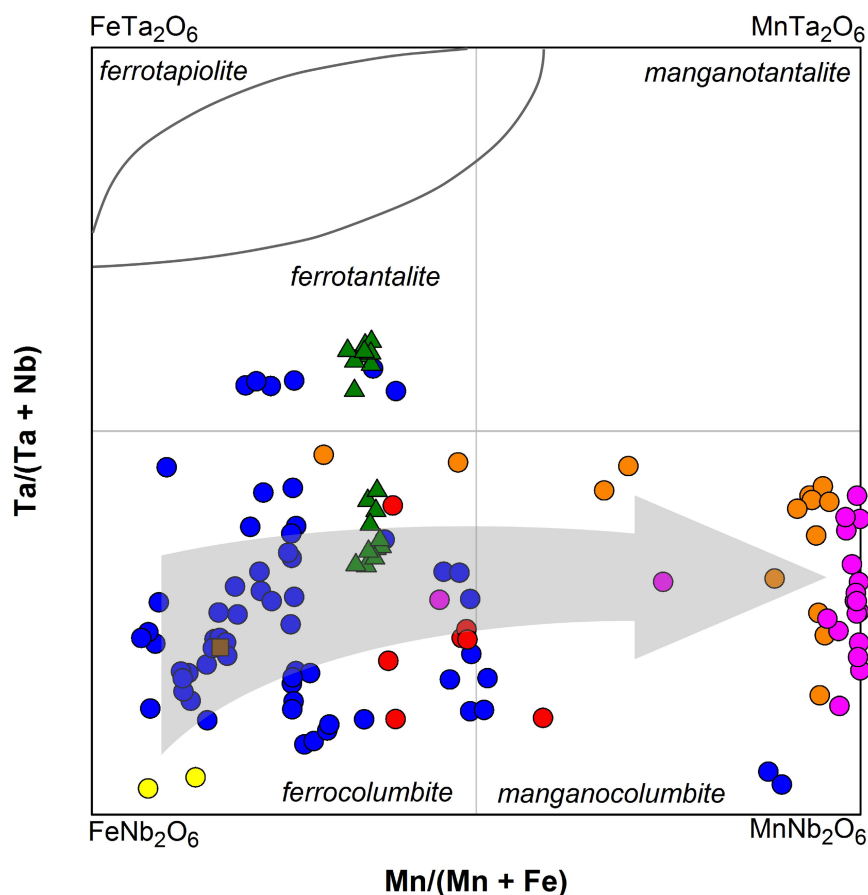
Também os filões com “lepidolite” (tipo 10) são muito ricos em CT e cassiterite. A CT aparece, quer disseminada pela fácies aplitopegmatítica, quer associada à cassiterite (por proximidade ou parcialmente inclusa). Não se verifica neste caso a inclusão total de CT na cassiterite. Estes dois óxidos de Nb-Ta-Sn são especialmente abundantes nas fácies mais aplíticas, onde ocorrem associados à moscovite-litinífera, quartzo, plagioclase e montebrasite, sendo que a única ocorrência detectada de microlite se registou neste tipo de filão.

Por último, nos filões de cassiterite (tipo 11), a CT subédrica e muito fina, está sempre associada à cassiterite como inclusões (Roda, 1993).

Composição química

Os minerais do grupo da CT do campo aplitopegmatítico da FA correspondem, na sua maioria, e de acordo com o quadrilátero da columbite-tantalite, a ferrocolumbite (tipo 4, 6, 7, 8 e 11) e manganocolumbite (tipo 9 e 10) (Figura V.25 e Tabela V.17).

A ocorrência de inclusões de ferrotantalite (tipo 6 e 7) é, como será discutido adiante, resultado de processos secundários de dissolução e recristalização, originando o enriquecimento de Ta nas ferrocolumbites pré-existentes.

**Legenda:**

- | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| ■ Filão T4 - simples concordante | ● Filão T8 - espodumena |
| ▲ Filão T6 - simples discordante | ● Filão T9 - "lepidolite"+espodumena |
| ● Filão T7 - petalite | ● Filão T10 - "lepidolite" |
| | ● Filão T11 - cassiterítico |

Figura V.25. Quadrilátero Ta/(Ta + Nb) vs. Mn/(Mn + Fe) para os minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. A seta indica o sentido da tendência evolutiva entre os diferentes tipos de filões.

As variações nos valores de Ta/(Ta + Nb) (X_{Ta}), com constância dos valores de Mn/(Mn + Fe) (X_{Mn}), quer na ferrocolumbite, quer a manganotantalite, ocorre ao nível do cristal (Figura V.25). É uma tendência oposta à observada para os valores de X_{Ta} e X_{Mn} ao nível dos diferentes tipos de filões estudados.

Os cristais de CT disseminados, assim como as inclusões de CT na cassiterite, projectam-se na mesma área do quadrilátero (Figura V.25). No caso dos filões sem mica litinífera, mais pobres em F, entre X_{Ta} [0,10 – 0,42]; X_{Mn} [0,06 – 0,59], e nos filões do tipo 9 e tipo 10, mais ricos em F, entre X_{Ta} [0,14 – 0,47]; X_{Mn} [0,30 – 1,00].

A CT enriquecida em Mn é claramente a dos filões do tipo 9 (< 18,55 wt%) e do tipo 10 (< 19,05 wt%), com valores de X_{Mn} muito próximo de 1,0 (Tabela V.17), não se verificando neste caso o enriquecimento em Ta, decorrente do prévio aumento de X_{Mn} , típico dos filões portadores de “lepidolite” (e.g., Černý *et al.*, 1985, 1986; Spilde & Shearer, 1992; Mulja *et al.*, 1996).

Os cristais de CT mostram diferentes graus de zonamento oscilatório ou progressivo, evidentes nas imagens de BSE. Observam-se zonamentos normais, com gradual diminuição da razão de Nb/Ta desde o núcleo do cristal, assim como zonamento inverso.

Tabela V.17. Composição química de minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões do tipo 4, 6, 7, 8, 9 e 10, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Dados adicionais no Anexo A. 4. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	4	6	6	6	6	6	6	7	7	7	7	7	7
Ponto	fenb	fenb	fenb	fenb	feta	feta	feta	13	14	15	16	23	24
	wt%												
WO₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,24	0,00	0,35	0,01	0,19	0,60
Nb₂O₅	45,84	42,61	39,84	43,74	22,37	23,09	23,71	49,92	70,33	57,79	70,80	57,38	50,71
Ta₂O₅	21,24	37,98	40,27	36,48	58,65	57,07	55,91	29,28	6,89	20,51	4,79	21,93	27,77
TiO₂	3,06	0,30	0,32	0,23	0,86	0,85	0,90	1,02	2,21	0,90	2,60	0,49	0,90
SnO₂	0,08	0,29	0,30	0,22	0,33	0,54	0,64	0,42	0,55	0,59	0,70	0,15	0,55
Sc₂O₃	0,88	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,04	0,04	0,00	0,02
FeO	15,23	11,75	12,03	12,05	11,01	11,25	10,77	14,29	2,46	9,76	2,11	13,84	13,49
MnO	3,02	7,01	6,74	6,93	6,00	6,02	6,08	3,31	17,83	8,41	18,31	4,95	4,66
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	89,35	99,94	99,51	99,91	99,21	98,81	98,08	98,49	100,38	98,36	99,36	98,92	98,69
	6 O												
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,004	0,000	0,006	0,000	0,003	0,010
Nb	1,423	1,278	1,216	1,303	0,749	0,772	0,795	1,446	1,806	1,619	1,821	1,612	1,466
Ta	0,397	0,685	0,739	0,654	1,181	1,148	1,127	0,510	0,106	0,346	0,074	0,371	0,483
Ti	0,158	0,015	0,016	0,011	0,048	0,047	0,050	0,049	0,094	0,042	0,111	0,023	0,043
Sn	0,002	0,008	0,008	0,006	0,010	0,016	0,019	0,011	0,012	0,015	0,016	0,004	0,014
Sc	0,053	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,005	0,000	0,005	0,002	0,002	0,000	0,001
Fe	0,875	0,652	0,679	0,664	0,682	0,696	0,668	0,766	0,117	0,506	0,101	0,719	0,722
Mn	0,176	0,394	0,386	0,387	0,377	0,377	0,381	0,180	0,858	0,441	0,882	0,260	0,252
Mg	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Σ^{2+}	1,050	1,046	1,065	1,051	1,059	1,074	1,049	0,945	0,974	0,947	0,983	0,980	0,974
Σ^{5+}	1,980	1,986	1,979	1,974	1,988	1,983	1,991	2,020	2,019	2,028	2,022	2,012	2,017
X_{Ta}	0,22	0,35	0,38	0,33	0,61	0,60	0,59	0,26	0,06	0,18	0,04	0,19	0,25
X_{Mn}	0,17	0,38	0,36	0,37	0,36	0,35	0,36	0,19	0,88	0,47	0,90	0,27	0,26

fenb – ferrocolumbite; feta – ferrotantalite; $X_{Ta} = Ta/(Ta + Nb)$; $X_{Mn} = Mn/(Mn + Fe)$; n.a. – não analisado.

(continua na página seguinte)

Tabela V.17. (continuação).

TIPO	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Ponto	25	26	27	28	29	30	44	45	46	57	58	59	65
	wt%												
WO ₃	0,60	0,50	0,37	0,04	0,04	0,00	0,03	0,00	0,20	0,00	0,18	0,14	0,11
Nb ₂ O ₅	43,13	35,67	25,30	38,93	47,28	40,71	25,58	23,73	56,46	51,77	53,17	57,56	49,51
Ta ₂ O ₅	36,00	43,91	54,73	38,99	31,11	39,10	52,36	54,77	21,20	25,70	24,48	16,65	29,40
TiO ₂	0,87	0,81	1,05	1,36	1,09	0,80	1,38	1,04	0,78	1,71	2,07	3,21	1,31
SnO ₂	0,61	0,61	0,76	1,09	0,68	0,58	0,77	0,94	0,44	0,68	1,00	1,08	0,48
Sc ₂ O ₃	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,04	0,04	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
FeO	12,98	12,45	11,77	12,24	13,12	12,89	9,06	9,53	12,62	15,43	15,58	16,09	15,07
MnO	4,51	4,36	4,16	4,38	4,64	4,47	5,86	5,44	4,94	3,04	2,88	2,35	2,95
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01
Total	98,72	98,30	98,16	97,04	97,96	98,55	95,07	95,48	96,64	98,34	99,38	97,09	98,84
	6 O												
W	0,010	0,009	0,007	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,002	0,002
Nb	1,297	1,120	0,840	1,207	1,398	1,242	0,869	0,815	1,618	1,484	1,497	1,599	1,434
Ta	0,651	0,829	1,093	0,727	0,553	0,718	1,070	1,131	0,365	0,443	0,414	0,278	0,512
Ti	0,043	0,042	0,058	0,070	0,054	0,041	0,078	0,059	0,037	0,082	0,097	0,148	0,063
Sn	0,016	0,017	0,022	0,030	0,018	0,016	0,023	0,029	0,011	0,017	0,025	0,026	0,012
Sc	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	0,722	0,723	0,723	0,702	0,718	0,728	0,569	0,605	0,669	0,818	0,811	0,827	0,807
Mn	0,254	0,256	0,259	0,255	0,257	0,255	0,373	0,350	0,265	0,163	0,152	0,122	0,160
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001
Σ ²⁺	0,976	0,979	0,981	0,957	0,975	0,983	0,942	0,955	0,934	0,982	0,963	0,949	0,967
Σ ⁵⁺	2,018	2,017	2,021	2,035	2,024	2,016	2,041	2,034	2,034	2,025	2,035	2,054	2,024
X _{Ta}	0,33	0,43	0,57	0,38	0,28	0,37	0,55	0,58	0,18	0,23	0,22	0,15	0,26
X _{Mn}	0,26	0,26	0,26	0,27	0,26	0,26	0,40	0,37	0,28	0,17	0,16	0,13	0,17
TIPO	7	7	7	7	8	8	8	8	8	8	8	9	9
Ponto	66	96	97	98	fenb	fenb	fenb	fenb	fenb	fenb	mnnb	fenb	fenb
	wt%												
WO ₃	0,22	0,15	0,09	0,25	0,00	0,34	0,62	0,21	0,37	0,29	1,20	n.a.	n.a.
Nb ₂ O ₅	62,25	54,25	60,38	46,90	36,76	51,28	52,16	59,20	51,30	51,88	59,16	14,17	31,91
Ta ₂ O ₅	16,35	23,54	17,37	32,04	30,83	41,19	25,45	21,71	13,96	27,15	25,46	12,00	44,98
TiO ₂	1,04	0,87	0,73	0,68	1,09	0,49	1,93	1,82	0,56	0,53	2,05	2,49	1,84
SnO ₂	0,36	0,25	0,21	0,26	0,32	0,20	1,14	1,05	0,08	0,21	0,62	1,53	2,99
Sc ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,67	15,23	14,03	13,75	10,31	9,69	11,20	11,24	9,13	9,44	7,92	11,63	8,67
MnO	9,95	3,22	4,94	3,83	6,56	8,88	6,95	7,26	8,58	8,91	11,12	4,96	7,80
MgO	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.
Total	99,90	97,54	97,80	97,73	96,22	96,33	95,74	94,75	97,18	96,73	96,24	97,48	98,20
	6 O												
W	0,003	0,003	0,001	0,004	0,000	0,006	0,010	0,003	0,006	0,005	0,019	n.a.	n.a.
Nb	1,685	1,558	1,680	1,397	1,165	1,511	1,517	1,678	1,504	1,520	1,653	0,992	1,010
Ta	0,266	0,407	0,291	0,574	0,785	0,451	0,380	0,238	0,479	0,449	0,238	0,875	0,857
Ti	0,047	0,041	0,034	0,034	0,057	0,024	0,093	0,086	0,027	0,026	0,095	0,132	0,097
Sn	0,009	0,006	0,005	0,007	0,009	0,005	0,029	0,026	0,002	0,005	0,015	0,043	0,084
Sc	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,484	0,809	0,722	0,757	0,604	0,528	0,602	0,589	0,495	0,512	0,409	0,685	0,508
Mn	0,505	0,173	0,257	0,214	0,389	0,490	0,379	0,386	0,471	0,489	0,582	0,296	0,463
Mg	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	n.a.	n.a.
Σ ²⁺	0,989	0,983	0,980	0,971	0,994	1,019	0,981	0,975	0,966	1,001	0,992	0,981	0,971
Σ ⁵⁺	2,010	2,015	2,011	2,016	2,016	1,997	2,029	2,032	2,018	2,004	2,022	2,043	2,048
X _{Ta}	0,14	0,21	0,15	0,29	0,40	0,23	0,20	0,12	0,24	0,23	0,13	0,47	0,46
X _{Mn}	0,51	0,18	0,26	0,22	0,39	0,48	0,39	0,40	0,49	0,49	0,59	0,30	0,48

fenb – ferrocolumbite; mnnb – manganocolumbite; $X_{Ta} = Ta/(Ta + Nb)$; $X_{Mn} = Mn/(Mn + Fe)$; n.a. – não analisado.

(continua na página seguinte)

Tabela V.17. (continuação).

TIPO	9	9	9	9	10	10	10	10	10	10	11	11
Ponto	mnnb	mnnb	mnnb	mnnb	mnnb	mnnb	mnnb	mnnb	mnnb	mnnb	fenb	fenb
	wt%											
WO₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,01	0,29	0,12	n.a.	n.a.
Nb₂O₅	58,48	33,43	46,48	36,08	40,08	50,41	57,12	48,45	52,14	46,53	68,54	63,92
Ta₂O₅	17,89	46,20	34,30	43,83	41,76	29,76	21,96	31,09	27,23	33,62	4,01	5,39
TiO₂	0,41	1,06	1,04	1,21	0,14	0,39	0,77	0,70	0,31	0,55	2,14	1,47
SnO₂	0,21	0,32	0,46	0,62	0,02	0,14	0,23	0,39	0,21	0,26	0,60	0,32
Sc₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	1,05	5,29	2,10	5,81	0,01	0,09	0,00	0,13	0,53	0,04	18,61	16,85
MnO	18,55	12,08	16,52	11,47	17,34	18,03	19,05	17,41	17,85	17,23	1,46	2,60
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.
Total	96,59	98,38	100,91	99,02	99,34	98,82	99,15	98,19	98,56	98,35	95,36	90,55
	6 O											
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	n.a.	n.a.
Nb	1,659	1,058	1,348	1,119	1,226	1,464	1,592	1,417	1,500	1,378	1,846	1,831
Ta	0,305	0,880	0,598	0,818	0,769	0,520	0,368	0,547	0,471	0,599	0,065	0,093
Ti	0,019	0,056	0,050	0,062	0,007	0,019	0,036	0,034	0,015	0,027	0,096	0,070
Sn	0,005	0,009	0,012	0,017	0,000	0,004	0,006	0,010	0,005	0,007	0,014	0,008
Sc	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,055	0,310	0,113	0,334	0,001	0,005	0,000	0,007	0,028	0,002	0,927	0,893
Mn	0,986	0,716	0,897	0,667	0,994	0,981	0,995	0,954	0,962	0,956	0,074	0,140
Mg	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	n.a.	n.a.
Σ^{2+}	1,041	1,026	1,010	1,000	0,995	0,986	0,995	0,961	0,991	0,958	1,001	1,033
Σ^{5+}	1,989	2,003	2,008	2,016	2,002	2,006	2,001	2,008	1,997	2,013	2,022	2,003
X_{Ta}	0,16	0,45	0,31	0,42	0,39	0,26	0,19	0,28	0,24	0,30	0,03	0,05
X_{Mn}	0,95	0,70	0,89	0,67	1,00	1,00	1,00	0,99	0,97	1,00	0,07	0,14

fenb – ferrocolumbite; mnnb – manganocolumbite; $X_{Ta} = Ta/(Ta + Nb)$; $X_{Mn} = Mn/(Mn + Fe)$; n.a. – não analisado.

Muitos dos zonamentos primários são obliterados pelo desenvolvimento de zonamentos convolutos (Figuras V.23 e V.26). A sobreposição promove um enriquecimento em Ta dos cristais de ferrocolumbites afectados, sem alterar as razões de X_{Mn} (Figuras V.26 e V.27).

Esta alteração ficou marcada, quer texturalmente, com o desenvolvimento de zonamento convoluto e golfos de corrosão, quer quimicamente, através do enriquecimento em Ta das zonas afectadas. A reabsorção parcial de uma geração mais antiga de CT, seguida de recristalização de uma geração mais tardia rica em Ta, é descrita por Lathi (1987). No entanto, Tindle & Breaks (2000) observam nos pegmatitos de Separation Lake (Canadá) um enriquecimento em Nb.

A análise das Figuras V.26 e V.27, referentes a minerais de CT dos filões com petalite (tipo 7), permite compreender melhor, quer essa sobreposição, quer avaliar outros mecanismos operantes na evolução química dos minerais de CT.

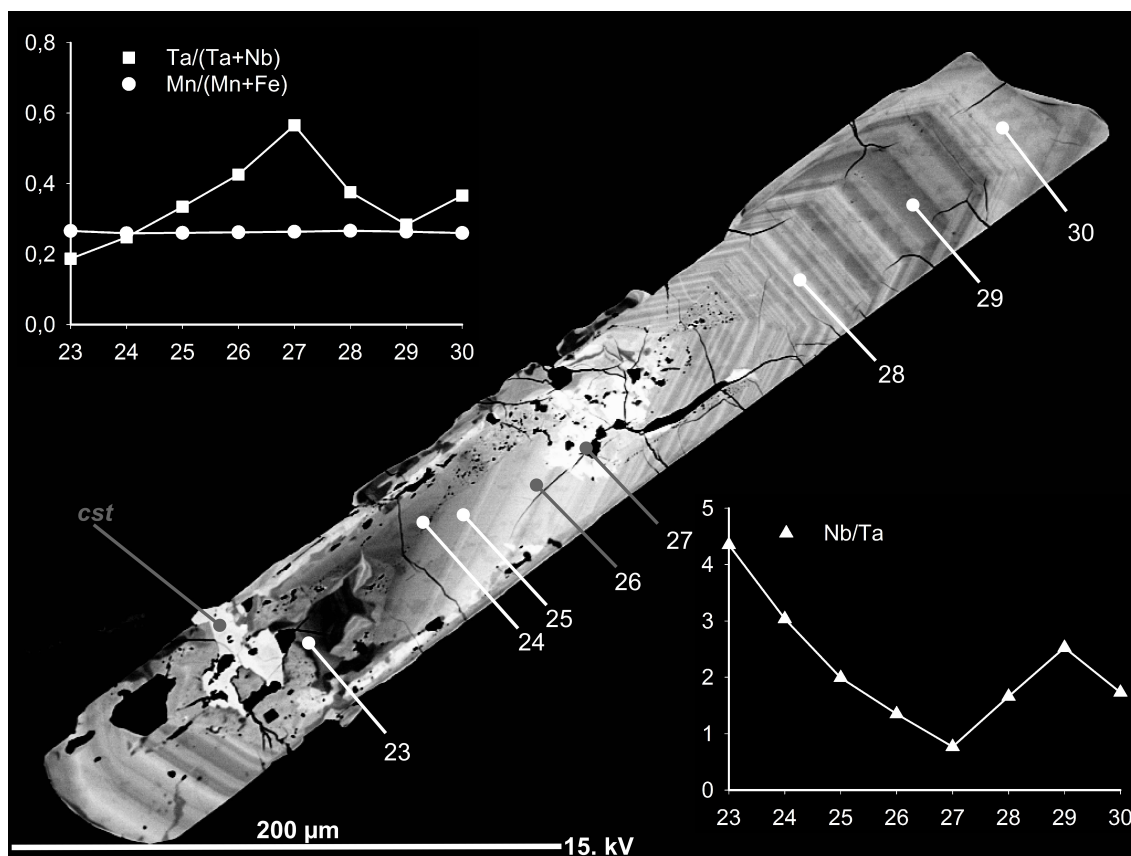


Figura V.26. Cristal de ferrocolumbite, com zonamento oscilatório na extremidade da direita, exibindo efeitos de corrosão e desenvolvimento de zonamento convoluto, do centro para a esquerda. Este cristal ocorre isolado na fácies aplítica de um filão do tipo 7, em associação paragenética com petalite. Os pontos numerados referem-se ao ponto analisado da Tabela V.17. Os gráficos pretendem evidenciar, quer o zonamento oscilatório, quer o enriquecimento secundário em Ta imposto por fluidos tardios. (cst – cassiterite).

As gerações primárias de ferrocolumbite que ocorrem isoladas (A) ou inclusas na cassiterite (B), têm composições muito semelhantes, de tal modo que os seus campos se projectam na mesma zona (Figura V.27). Este tipo de ferrocolumbite é normalmente euédrica a subédrica, com zonamentos progressivos e oscilatórios bem definidos.

Também comuns, são os cristais parcialmente inclusos na cassiterite ou que ocorrem muito próximos deste óxido de estanho (C). A tendência exibida na Figura V.27 entre as partes do cristal inclusas - ferrocolumbite (e.g., ponto 13 e 15) e as extremidades dos cristais - manganocolumbite (e.g., ponto 14 e 16) comprova o controlo da cassiterite na partição do Fe.

Os cristais com zonamento convoluto (D) projectam-se claramente no campo da ferrotantalite. Analisando a Figura V.26 e os respectivos pontos na Figura V.27, observa-se que um cristal de ferrocolumbite, perfeitamente euédrico, com zonamento oscilatório bem definido (pontos 28, 29 e 30), foi posteriormente afectado por efeitos de dissolução e

recristalização, de uma ferrocolumbite progressivamente mais rica em Ta, atingindo o seu valor mais alto de X_{Ta} no ponto 27. A cassiterite da Figura V.26, também terá precipitado após a actuação deste episódio secundário, apresentando valores de Ta_2O_5 e Fe_2O mais altos que a cassiterite típica deste tipo de filão (pontos 21 e 22 da Tabela V.18). A partição do Ta para a cassiterite, condiciona os valores de X_{Ta} dos pontos 23, 24, 25 e 26, com valores crescentes à medida que a distância à cassiterite aumenta.

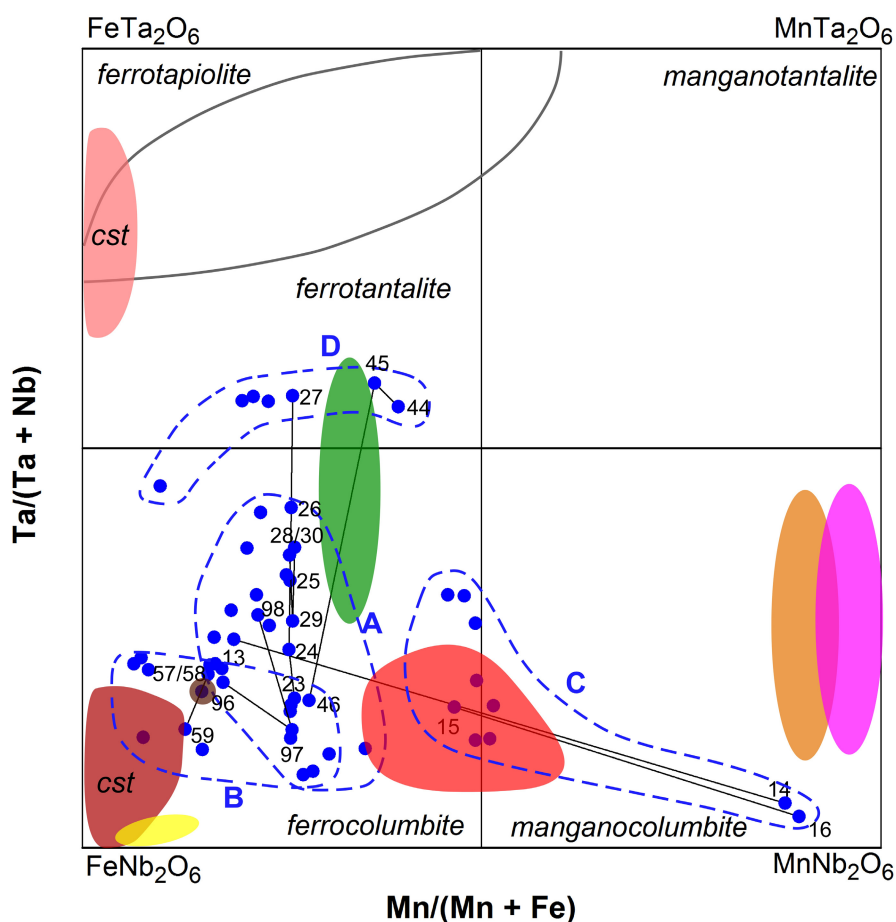


Figura V.27. Quadrilátero Ta/(Ta + Nb) vs. Mn/(Mn + Fe) para os minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões com petalite (pontos azuis) do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Legenda: A numeração em cada ponto azul é a mesma da Tabela V.17 e das figuras dos minerais do grupo da columbite-tantalite. As linhas negras unem os pontos relativos ao mesmo cristal; A – grupo de cristais isolados; B – grupo de cristais inclusos na cassiterite; C – grupo de cristais parcialmente inclusos ou muito próximos da cassiterite; D – grupo de cristais com zonamento convoluto; As manchas em tons de rosa, claro (superior esquerdo) e escuro (inferior esquerdo) representam, respectivamente, o zonamento da cassiterite (cst) mais clara e da mais escura e pleocróica; Sombras: amarelo – filões tipo 11; castanho – filões tipo 4; verde – filões tipo 6; vermelho – filões tipo 8; laranja – filões tipo 9; e, rosa – filões tipo 10 (de acordo com tipologia definida no capítulo IV, página 65).

Tanto a ferrocolumbite, como a manganocolumbite, são claramente mais ricas em Ti que Sn, sendo que nas inclusões com zonamento convoluto (ferrotantalite), os valores de Sn e Ti sofrem um ligeiro acréscimo, como por exemplo, os pontos 44, 45 e 46 da Figura V.23 (Tabela V.17).

O somatório dos catiões varia entre 2,957 e 3,057 a.p.f.u., com valores médios de 3,004 a.p.f.u. ($n = 124$). Valores do somatório dos catiões acima de 3,030 ($3,000 + 1\%$) são indicativos da presença de catiões trivalentes, tais como Fe^{3+} (Ercit, 1994). No entanto, a proximidade dos valores obtidos da composição estequiométrica ideal de 3.000 a.p.f.u., e as correlações lineares definidas pelos pares Mn vs. Fe e Ta vs. Nb (Figura V.28a e b), sugerem que os minerais de CT dos filões da FA contêm valores reduzidos de catiões trivalentes.

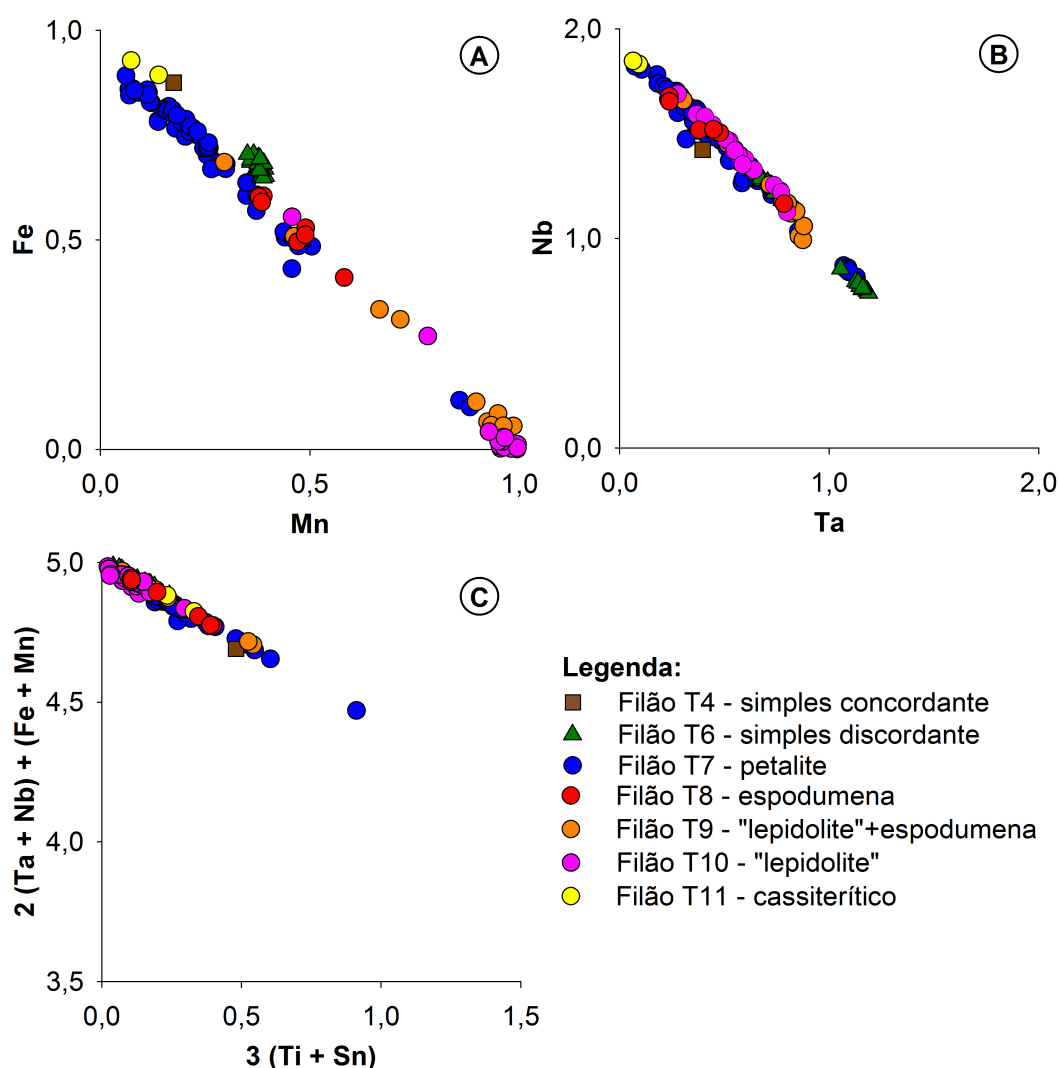


Figura V.28. Correlações lineares entre (a) Mn vs. Fe, e (b) Ta vs. Nb, indicativas de trocas covalentes entre $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mn}$ e $\text{Nb} \leftrightarrow \text{Ta}$; e, (c) diagrama representativo do principal mecanismo de incorporação do Ti e Sn na estrutura dos minerais do grupo da columbite-tantalite do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. (Dados em a.p.f.u.).

A presença de Ti e Sn na estrutura da CT é possível através do mecanismo de substituição: $3(\text{Ti}, \text{Sn})^{4+} = 2(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + (\text{Fe}, \text{Mn})^{2+}$ (Figura V.28c).

V.6.2. Cassiterite

A cassiterite é o principal mineral de estanho associado a granitos e pegmatitos, assim como em veios hidrotermais de alta temperatura (e.g., Neiva, 1996, 2008). No trabalho de Foord (1982), é elencada uma lista de outros minerais estaníferos. No entanto, a maioria dos estudos sobre minerais de estanho alude à cassiterite (e.g., Neiva, 1984; Černý & Ercit, 1989; Černý *et al.*, 2004; Gomes & Neiva, 2002; Galliski *et al.*, 2008).

É um mineral tetragonal, cuja fórmula ideal é SnO_2 . Incorpora frequentemente na sua estrutura outros elementos, tais como: Ta, Fe, Nb, Mn e W.

Segundo Černý (1991b) e Černý & Ercit (2005), entre as diferentes classes de pegmatitos definidos, a cassiterite é típica dos pegmatitos mais evoluídos.

Apesar de controversa, vários trabalhos associam o pleocroísmo da cassiterite com a sua composição química. As zonas escuras são fortemente pleocróicas e apresentam maiores teores de Nb, Ta e Fe, quando comparadas com as zonas mais claras, que são quase puro SnO_2 (e.g., Spilde & Shearer, 1992; Neiva, 1996, 2008; Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1994, 1998).

Uma característica típica das cassiterites, é a inclusão de outros minerais, como por exemplo, minerais do grupo da columbite-tantalite ou rútilo, sendo referido por Foord (1982) que as cassiterites associadas a pegmatitos são as menos impuras.

As proporções de Fe para Mn e Nb para Ta na cassiterite são normalmente muito variáveis. Composições com $\text{Ta} > \text{Nb}$ e $\text{Mn} > \text{Fe}$ são características de cassiterite de filões pegmatíticos com “lepidolite”, sendo que o contrário ($\text{Nb} > \text{Ta}$, $\text{Fe} > \text{Mn}$) tipifica paragénese minerais sem “lepidolite”, de albite + quartzo + moscovite (Masau *et al.*, 2000; Černý *et al.*, 2004).

Também importante, é a preferência da estrutura tetragonal da cassiterite por elementos como Ta e Fe, em oposição ao Nb e Mn, que se concentram preferencialmente nos cristais ortorrômbicos associados, por exemplo, minerais do grupo da columbite-tantalite (Černý & Ercit, 1985, 1989).

O flúor, assim como o Li, segundo trabalhos como os de Pichavant *et al.* (1987), Keppler (1993) ou Linnen (1998), aumentam significativamente a solubilidade do SnO_2 nos fundidos ricos nestes elementos, especialmente em condições oxidantes (Linnen &

Cuney, 2005). Bhalla *et al.* (2005) pelo contrário, observam que o efeito do F na solubilidade do SnO_2 em fundidos graníticos é diminuto, especialmente em condições redutoras, onde o Sn é bivalente (Sn^{2+}), i.e., não se comporta como um HFSE (elemento de alta carga iónica). Segundo os mesmos autores, a solubilidade da cassiterite está altamente condicionada pela fugacidade do oxigénio, temperatura, Cl e Al.

No campo aplitopegmatítico da FA, a cassiterite surge apenas nos filões aplitopegmatíticos do tipo 6 ao tipo 11. Os filões mais ricos em cassiterite são sem dúvida os filões do tipo 11 (filões de quartzo com cassiterite) e do tipo 7 (filões com petalite), representando a exploração de cassiterite nas minas de Feli (La Fregeneda, Espanha) e na mina da Bajoca (Almendra, Portugal) a prova disso mesmo. Também os filões com “lepidolite”, do tipo 9 e tipo 10, apresentam razoáveis concentrações de cassiterite.

De referir ainda que, tal como descrito em outros trabalhos, a cassiterite é um mineral acessório comum nos filões com petalite (Tindle & Breaks, 1998; Lima *et al.*, 2003c; e, Martins, 2009).

Petrografia

A cassiterite associada aos filões do tipo 6 – simples discordantes – manifesta hábitos subédricos a euédricos, com macla de “joelho de estanho”, podendo atingir comprimentos próximos de 1cm (Figura V.29). Apresenta zonamento irregular complexo, com alternância entre zonas mais escuras (pleocroísmo vermelhos escuros) e zonas mais pálidas, nos mesmos tons. Encontra-se dispersa pelos filões deste tipo, quer na fácies aplítica, quer na fácies pegmatítica, em associação paragenética com quartzo, plagioclase, feldspato potássico, moscovite, fosfatos de Fe-Mn, ferrocolumbite e ferrotantalite.

Nos filões do tipo 7, a cassiterite é muito abundante e disseminada pelos filões, em paragéneses dominadas pela petalite, quartzo, plagioclase, feldspato potássico, montebrasite, apatite e fosfatos secundários. Encontra-se frequentemente associada a ferrocolumbite e ferrotantalite. É comum, nas cassiterites de maiores dimensões, observar corredores de pequenos cristais de CT, alinhados paralelamente aos limites de crescimento da cassiterite. Os cristais na fácies aplítica têm tamanhos ~ 2mm, sendo que nas zonas de fácies pegmatítica podem atingir ~ 20mm. Os cristais são euédricos a

subédricos, com maclas de “joelhos de estanho” e zonamento cromático complexo, com alternância entre zonas mais claras e bandas mais escuras (Figura V.30).

A ocorrência de cassiterite nos filões espoduménicos (tipo 8) é escassa, tal como descrito por outros autores (Lima, 2000; Martins, 2009). Ocorre em pequenos cristais (~ 1 mm), de hábito euédrico a subédrico e pleocroísmo em tons de vermelho, sem qualquer tipo de inclusão visível. Está frequentemente associada às zonas mais aplíticas, com quartzo, moscovite, plagioclase, feldspato potássico, espodumena, montebrasite, minerais do grupo da columbite-tantalite e fosfatos de Fe-Mn.

Os filões com “lepidolite” + espodumena (tipo 9) e os filões com “lepidolite” (tipo 10), especialmente estes últimos, são muito ricos neste óxido de estanho. A cassiterite ocorre com um tamanho de grão muito fino, disseminada pela fácies aplitopegmatítica dos filões, quer seja em cristais subédricos em associação paragenética com quartzo e outros óxidos (e.g., manganocolumbite), ou então, em grãos euédricos, numa matriz fina de moscovite e/ou moscovite-litinífera, quartzo, plagioclase, montebrasite e microlite (só identificada numa das amostras estudadas) (Figura V.31). Exibe zonamento cromático irregular complexo, com alternância entre zonas mais claras e mais escuras.

Por fim, nos filões mais ricos em estanho (tipo 11), a cassiterite é muito abundante. O tamanho dos cristais é amplamente variável (Figura IV.16, página 78), podendo atingir em alguns casos os 7cm Ø (Roda, 1993). Encontra-se frequentemente fracturada, com esses espaços preenchidos por quartzo e moscovite. É possível observar a macla de “joelho de estanho”, com zonamento oscilatório concêntrico, alternando entre bandas mais escuras e mais claras (Roda, 1993).

Ocorre em associação paragenética com quartzo, moscovite, feldspatos, ferrocolumbite e sulfuretos (e.g., blenda, calcopirite e galena).

Composição química

As cassiterites dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra exibem valores de $Ta/(Ta + Nb)$ (X_{Ta}) e $Mn/(Mn + Fe)$ (X_{Mn}) altamente variáveis, especialmente no que diz respeito a X_{Ta} . Os valores mais altos de Ta e Nb observam-se nos filões do tipo 10 (9,65 wt% Ta_2O_5 e 4,83 wt% Nb_2O_5), assim como os de Mn (1,42 wt% MnO) (Tabela V.18).

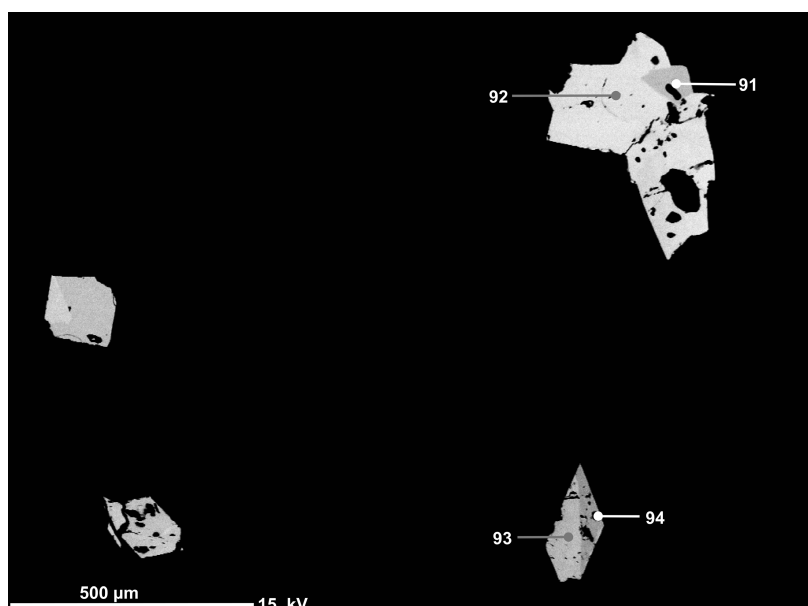


Figura V.29. Imagem BSE de grãos de cassiterite dispersos, em matriz aplítica, dos filões do tipo 6 (simples discordantes). Pontos 91, 92, 93 e 94 da Tabela V.18.

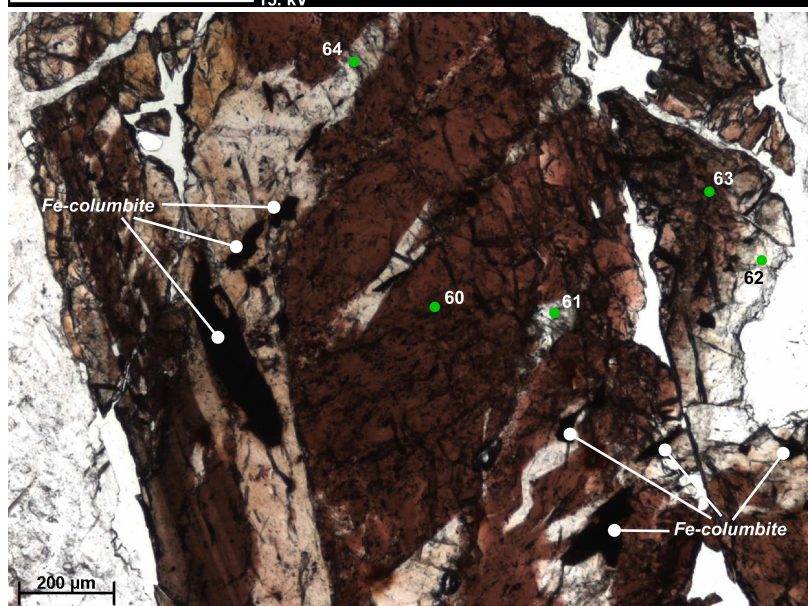


Figura V.30. Grão de cassiterite de filão do tipo 7, com zonamento entre áreas proporcionalmente mais ricas em Ta que Nb (claras, rosa tênue - pontos 61, 62, 64) e áreas proporcionalmente mais ricas em Nb (escuras, caramelizado - pontos 60 e 63). (Nicóis paralelos). Pontos 60, 61, 62, 63 e 64 da Tabela V.18. O cristal maior de ferrocolumbite incluído é o mesmo da Figura V.21.

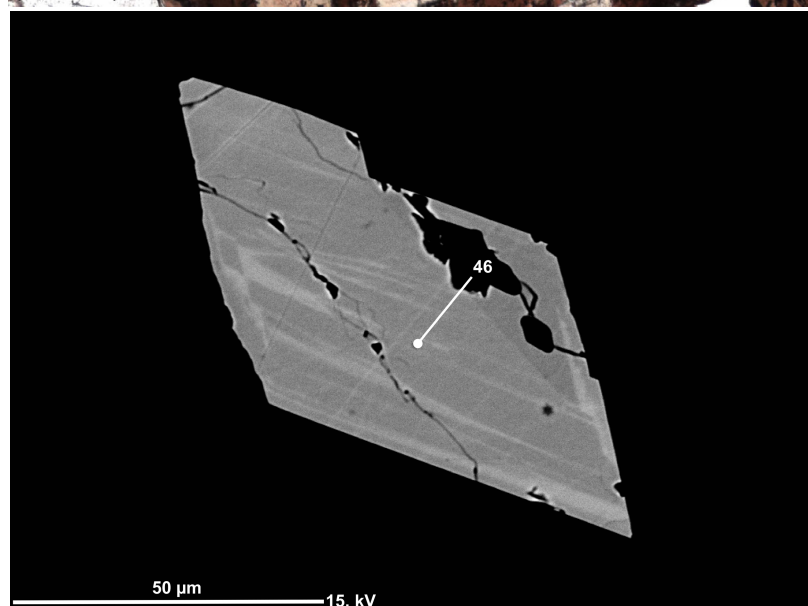


Figura V.31. Imagem BSE de pequeno cristal euédrico de cassiterite, típico dos filões do tipo 10 ("lepidolíticos"). Ponto 46 da Tabela V.18.

Esta ampla variação, reflecte-se ao nível da correlação do quimismo com a coloração das cassiterites. As zonas mais escuras, proporcionalmente mais ricas em Nb, e as zonas de tons mais suaves, proporcionalmente enriquecidas em Ta (Figura V.30; Tabela V.18). Tal correlação não se verifica nas cassiterites do tipo 6.

A cassiterite dos tipos 6, 7, 8, 9 e 11, incorpora preferencialmente o Fe ao Mn, na sua estrutura tetragonal. No entanto, as cassiterites dos filões "lepidolíticos" do tipo 10, apresentam valores médios de X_{Mn} sempre superiores a 0,5.

A incorporação do Fe e Mn, na cassiterite com Nb e Ta, ocorre de acordo com a substituição $3(Sn)^{4+} = 2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+}$, tal como se pode verificar na projecção dos valores ao longo da linha com razão 2 : 1, da Figura V.32.

No entanto, verifica-se um afastamento da cassiterite dos filões do tipo 10 ("lepidolíticos"). Este fenómeno é também observado por Raimbault (1998), nas unidades lepidolíticas dos pegmatitos graníticos de Chèdeville, França. Este mesmo autor refere a correlação entre os altos teores de Li, e o Nb e Ta. Sugere mesmo que, devido à pequena diferença entre o raio iónico do Li^+ (0,82Å) e do Sn^{4+} (0,77 Å), a incorporação do Li pode assegurar a compensação de carga na cassiterite formada em ambientes ricos em Li e pobres em Fe-Mn.

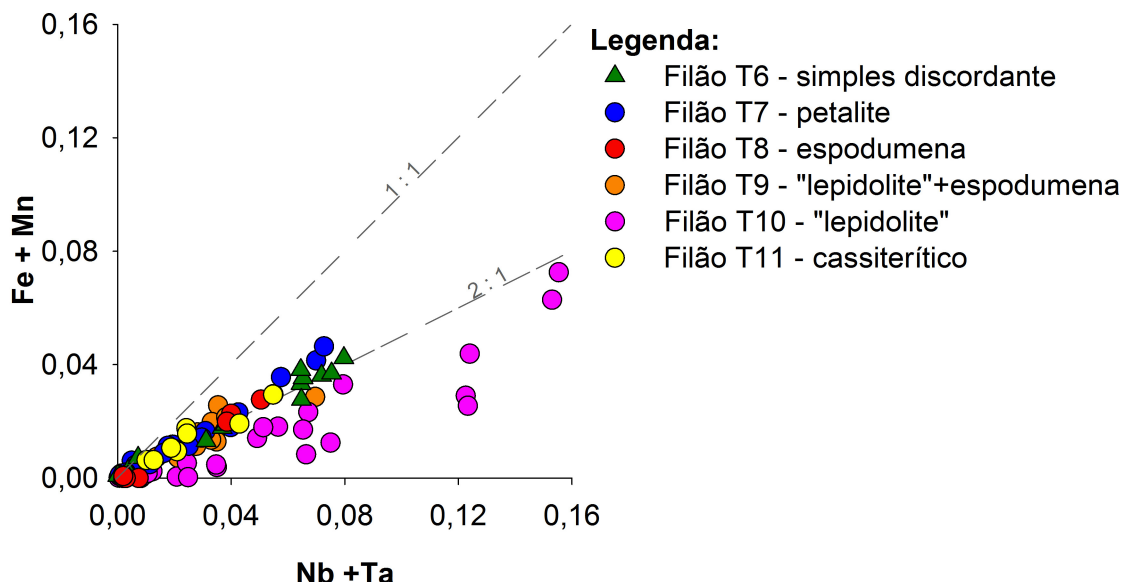


Figura V.32. Covariância dos valores de (Nb + Ta) vs. (Fe + Mn) na cassiterite dos filões do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. A substituição estequiométrica $3(Sn)^{4+} = 2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+}$ está representada graficamente pela recta 2 : 1. A recta 1 : 1 representa a substituição $2(Sn)^{4+} = Fe^{3+} + Ta^{5+}$ (Černý & Ercit, 1989). (Dados em a.p.f.u.).

Tabela V.18. Composição química da cassiterite dos filões do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. Dados adicionais no Anexo A. 5. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	6	6	6	6	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8	8
Ponto	91	92	93	94	3	5	21	22	52	53	54	55	60	61	62	63	64	-	-	-	-
	w%																				
WO ₃	0,06	0,09	0,00	0,09	0,09	0,00	0,05	0,07	0,04	0,02	0,05	0,05	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	n.a.	0,00	0,00	0,00
Ta ₂ O ₅	1,47	2,35	0,13	2,53	1,21	0,27	3,67	3,92	0,51	0,51	1,14	1,88	0,16	0,04	0,15	0,05	0,05	0,90	0,72	0,31	0,21
Nb ₂ O ₅	0,72	1,73	0,01	1,78	0,12	0,08	0,86	0,83	1,43	1,45	0,18	0,20	1,20	0,01	0,04	0,69	0,00	1,73	1,35	0,14	0,00
TiO ₂	0,07	0,13	0,04	0,15	0,07	0,18	0,15	0,16	0,14	0,14	0,14	0,14	0,25	0,25	0,13	0,22	0,24	0,15	0,24	0,00	0,00
SnO ₂	95,63	93,58	99,01	93,38	97,31	99,25	93,74	93,37	95,77	95,71	96,48	95,38	96,84	98,89	99,08	98,25	98,89	97,81	97,50	98,82	99,93
FeO	0,39	0,81	0,01	0,85	0,27	0,07	0,94	1,01	0,42	0,45	0,24	0,39	0,34	0,01	0,05	0,21	0,02	0,67	0,50	0,00	0,00
MnO	0,02	0,05	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,09	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01
Total	98,35	98,74	99,21	98,81	99,08	99,85	99,45	99,45	98,32	98,34	98,22	98,03	98,81	99,21	99,49	99,42	99,20	101,27	100,34	99,27	100,14
	4O																				
W	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	n.a.	0,000	0,000	0,000
Ta	0,020	0,032	0,002	0,035	0,017	0,004	0,050	0,054	0,007	0,007	0,016	0,026	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,012	0,010	0,004	0,003
Nb	0,017	0,040	0,000	0,041	0,003	0,002	0,020	0,019	0,033	0,033	0,004	0,005	0,027	0,000	0,001	0,016	0,000	0,038	0,030	0,003	0,000
Ti	0,003	0,005	0,002	0,006	0,003	0,007	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,009	0,009	0,005	0,008	0,009	0,006	0,009	0,000	0,000
Sn	1,941	1,884	1,996	1,879	1,965	1,985	1,885	1,877	1,935	1,933	1,963	1,947	1,946	1,989	1,990	1,967	1,989	1,917	1,930	1,991	1,996
Mn	0,017	0,034	0,001	0,036	0,011	0,003	0,040	0,043	0,018	0,019	0,010	0,017	0,014	0,001	0,002	0,009	0,001	0,028	0,021	0,000	0,000
Mg	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
Total	1,999	1,998	2,000	1,998	2,000	2,000	2,003	2,003	1,999	2,000	1,999	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,001	1,998	2,000
X _{Ta}	0,55	0,45	0,89	0,46	0,86	0,68	0,72	0,74	0,18	0,17	0,79	0,85	0,07	0,69	0,70	0,04	1,00	0,24	0,24	0,57	1,00
X _{Mn}	0,05	0,05	0,14	0,03	0,04	0,04	0,04	0,08	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
<i>X_{Ta} = Ta/(Ta+Nb); X_{Mn} = Mn/(Mn + Fe); n.a. – não analisado.</i>																					
<i>(continua na página seguinte)</i>																					

Tabela V.18. (continuação)

Tipo	9	9	9	9	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	11	11	11	11
Ponto	-	-	-	-	10	11	12	14	15	34	35	36	37	38	39	46	-	-	-	-	-	-	-	-
WO ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,11	0,00	0,08	0,07	0,00	0,06	0,00	0,16	0,00	0,26	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta ₂ O ₅	0,84	0,74	2,05	2,21	1,85	0,24	0,05	1,93	2,01	0,37	3,19	0,29	4,23	0,08	9,65	0,57	0,35	0,82	0,38	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
Nb ₂ O ₅	0,10	0,03	0,33	0,12	0,42	1,37	0,37	4,30	4,30	0,00	4,83	0,37	2,88	0,31	0,80	0,12	0,70	0,33	0,22	0,87	0,87	0,87	0,87	0,87
TiO ₂	0,00	0,03	0,06	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,32	0,26	0,40	0,37	0,37	0,37	0,37	
SnO ₂	98,93	100,44	97,39	96,89	96,88	96,43	97,54	99,18	91,26	91,23	98,96	88,04	98,14	89,76	98,56	84,60	98,88	96,28	97,12	98,47	97,94	97,94	97,94	97,94
FeO	0,14	0,04	0,61	0,43	0,30	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,22	0,01	0,17	0,00	0,23	0,02	0,22	0,25	0,15	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42
MnO	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,09	0,03	0,00	0,67	0,58	0,04	1,26	0,05	0,86	0,00	1,42	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,06	101,30	100,45	99,72	99,47	98,15	98,12	99,21	98,25	98,22	99,42	97,61	98,85	98,06	98,95	96,95	99,62	97,87	98,78	99,62	99,94	99,94	99,94	99,94
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	0,012	0,010	0,028	0,030	0,025	0,003	0,001	0,000	0,026	0,027	0,005	0,044	0,004	0,058	0,001	0,137	0,008	0,005	0,011	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Nb	0,002	0,001	0,008	0,003	0,010	0,031	0,008	0,000	0,097	0,096	0,000	0,110	0,008	0,066	0,007	0,019	0,003	0,016	0,008	0,005	0,020	0,020	0,020	0,020
Ti	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,010	0,015	0,014	0,014	0,014	0,014
Sn	1,979	1,984	1,941	1,947	1,949	1,950	1,967	1,998	1,810	1,800	1,987	1,762	1,983	1,810	1,990	1,756	1,986	1,957	1,961	1,969	1,947	1,947	1,947	1,947
Fe	0,006	0,002	0,025	0,018	0,013	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,009	0,000	0,007	0,000	0,010	0,001	0,009	0,011	0,006	0,018	0,018	0,018	0,018
Mn	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	0,028	0,024	0,002	0,053	0,002	0,037	0,000	0,063	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	1,999	2,004	2,002	1,998	1,989	1,980	1,999	1,963	1,950	1,996	1,980	1,998	1,980	1,998	1,988	1,998	1,999	2,001	2,001	2,003	2,003	2,003	2,003
X _{Ta}	0,83	0,94	0,79	0,91	0,73	0,10	0,07	1,00	0,21	0,22	1,00	0,28	0,32	0,47	0,13	0,88	0,74	0,23	0,60	0,51	0,19	0,19	0,19	0,19
X _{Mn}	0,21	0,42	0,00	0,07	0,00	0,83	0,73	0,00	0,98	0,96	0,57	0,85	0,86	0,84	0,00	0,86	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Ta} = Ta/(Ta+Nb); X _{Mn} = Mn/(Mn + Fe); n.a. – não analisado																								

4 O

wt%

Já no que diz respeito à relação entre Nb e Ta, e apesar de as tendências não serem tão evidentes, os filões do tipo 8 (espodumena) e tipo 11 (cassiteríticos) parecem preferir o Nb ao Ta, o oposto ao observado nas cassiterites dos restantes filões aplitopegmatíticos.

Nas zonas com inclusões de minerais do grupo da columbite-tantalite, a cassiterite é homogénea, não ocorrendo variações nas razões de X_{Ta} e X_{Mn} , o que segundo os critérios definidos por Neiva (1996), afasta a hipótese de algumas destas inclusões serem na verdade “exsoluções”.

V.6.3. Discussão

A mineralogia dos óxidos de Nb-Ta-Sn dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, é claramente dominada pela ferrocolumbite, manganocolumbite e cassiterite.

A ferrocolumbite dos filões do tipo 4 e tipo 11 é a mais primitiva, projectando-se no campo dos pegmatitos menos evoluídos de Černý (1989). Estes filões são de facto, tendo em conta as suas paragénese minerais simples e outros indicadores geoquímicos de fraccionamento (e.g., K/Rb nas micas e feldspatos, e Fe/Mn dos fosfatos), comparativamente menos evoluídos que os restantes filões com óxidos de Nb-Ta-Sn do campo aplitopegmatítico da FA.

Os filões do tipo 6 (simples discordantes), tipo 7 (petalite) e tipo 8 (espodumena), possuem minerais do grupo da columbite-tantalite que se projectam no campo dos pegmatitos complexos mais pobres em F (Černý, 1989). Mineralógica e geoquimicamente, os filões do tipo 7 e 8 são mais evoluídos que os do tipo 6, nomeadamente pela presença de aluminossilicatos de lítio, mas não só. No entanto, muitas das características geoquímicas dos filões do tipo 6, assim como o facto de ocorrerem encaixados nas mesmas estruturas discordantes dos filões do tipo 7 e 8 – alguns deles na mesma isógrada de metamorfismo – faz suspeitar que muitos destes corpos filonianos do tipo 6, sem mineralização em elementos raros à superfície, possam conter mineralizações mais complexas em níveis não aflorantes.

Já os minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões do tipo 9 (“lepidolite” + espodumena) e tipo 10 (“lepidolíticos”), mais ricos em F e Li, projectam-se claramente no campo da manganocolumbite, muito próximo de $X_{Mn} = 1,0$ (Figuras V.25 e V.27). Este fraccionamento extremo em Mn, é reproduzido pelas composições da cassiterite destes

filões, com valores de X_{Mn} comparativamente mais altos que os filões do tipo 4, 6, 7 e 11, estes claramente dominados por cassiterites com valores mais baixos de X_{Mn} e ferrocolumbites. Černý *et al.* (1985, 1986) referem que o extremo fraccionamento de Mn é alcançado em ambientes ricos em F.

A projecção dos valores de X_{Mn} vs. X_{Ta} (Figuras V.25 e V.27) parece indicar uma relação cogenética entre os filões do tipo 6, 7, 8, 9 e 10, nesta mesma sequência evolutiva, com o maior grau de fraccionamento atingido nos filões com “lepidolite” do tipo 10.

Os filões do tipo 4 e 11 não encaixam nesta linha evolutiva, tal como já foi demonstrado com outros indicadores petrogenéticos, por exemplo, as razões de K/Rb nas micas e Fe/Mn nos fosfatos.

A evolução foi visivelmente condicionada, tal como descrito por outros autores (e.g., Lathi, 1987; Mulja *et al.*, 1996; Raimbault, 1998) por: (1) abundância de Fe, Mn, Nb, Ta e Sn nos fundidos pegmatíticos; (2) pelas fases minerais coexistentes, aquando da cristalização dos óxidos de Nb-Ta-Sn e partição destes elementos entre as diferentes fases minerais; e, (3) solubilidade dos óxidos de Nb-Ta-Sn nos fundidos pegmatíticos, função da composição destes, nomeadamente teores de F, Li e Al.

A cassiterite controla fortemente o fraccionamento do Ta, registado pelo zonamento inverso dos cristais de ferrocolumbite associados à cassiterite. As maiores variações dos valores de X_{Ta} ocorrem ao nível do cristal, não se manifestando entre os diferentes tipos de filões da FA. Seria de esperar que após um enriquecimento em Mn, numa sequência evolutiva do sistema pegmatítico, ocorresse uma projecção para o campo da manganotantalite, típica dos filões complexos ricos em F e Li, nomeadamente os mineralizados em “lepidolite” (Černý *et al.*, 1985, 1986; Spilde & Shearer, 1992). Devido à cassiterite, tal não ocorre, pois esta condiciona a disponibilidade de Ta em toda a sequência evolutiva, desde os filões do tipo 6 até aos do tipo 10.

A projecção no quadrilátero das Figuras V.25 e V.27, mostra uma evolução paralela ao eixo do X_{Mn} , o que resulta, quer do controlo da partição do Fe-Mn pelas fases minerais associadas aos óxidos de Nb-Ta-Sn, mas principalmente, da diferença de solubilidade entre as diferentes fases do grupo da columbite-tantalite.

No caso dos filões do tipo 4, a granada e a turmalina controlam a partição do Fe e Mn.

Os filões do tipo 6, 7 e 8 apresentam nas suas paragénese, diferentes fases capazes de controlar a partição do Fe-Mn, tais como as fases fosfatadas ricas em Fe-Mn, e no caso dos filões do tipo 6 também a turmalina. O fim da cristalização das fases portadoras de Fe-Mn, despoleta a mudança desde o campo da ferrocolumbite (filões do tipo 6, 7 e 8) para o campo da manganocolumbite (filões do tipo 9 e 10), onde os fosfatos são claramente aluminosos, onde não existe turmalina e o coeficiente Fe/Mn das micas é bastante mais elevado.

Apesar de não comprovado e identificado, o mecanismo de formação dos complexos fluoretados de Mn (e.g., Keppler, 1993; Linnen & Keppler, 1997; Linnen, 1998; Bartles *et al.*, 2010), é de sublinhar que também no caso dos óxidos de Nb-Ta-Sn do campo aplitopegmatítico da FA, ocorre a partição do Mn para meios ricos em F e Li, tal como descrito por Bailey (1977) e Černý *et al.* (1986).

As diferenças de solubilidade entre os minerais do grupo da CT, é o principal factor controlador da mudança de termos ricos em Fe para termos ricos em Mn. Dos diversos trabalhos de experimentação (e.g., Keppler, 1993; Linnen & Keppler, 1997; Linnen, 1998; Bartles *et al.*, 2010) observa-se que a solubilidade do termo $MnTa_2O_6$ decresce com a diminuição da temperatura e com o esgotamento de fundentes nos fundidos residuais. Uma possível explicação para a acumulação de Mn nos sistemas pegmatíticos dos filões do tipo 9 e do tipo 10, poderá, estar relacionada com os seus altos teores de F e Li. Seriam sistemas subarrefecidos (London, 2005) e gradualmente esgotados em Li e F com o decorrer da cristalização das moscovites-litiníferas, diminuindo assim a solubilidade da manganotantalite e consequente saturação em Mn e Ta, com o Mn a fraccionar para a manganocolumbite e o Ta para a cassiterite.

A ferrotantalite existente nos filões do tipo 7 (Figuras V.25 e V.27), parece derivar de processos posteriores à formação da primeira geração de ferrocolumbite. Efeitos de metassomatismo sódico estão patentes em outras fases minerais destes filões, como na albitização dos feldspatos potássicos e na formação de fosfatos do grupo da alluaudite. A migração destes fluidos ricos em Na, altamente reactivos e corrosivos, terá levado à dissolução da ferrocolumbite primária, com subsequente reequilíbrio e recristalização de uma geração tardia rica em Ta (Lathi, 1987; Abella *et al.*, 1995).

V.7. OUTROS MINERAIS

V.7.1. Andaluzite

A andaluzite representa o polimorfo de baixa-*P*, e amplo intervalo de *T*, do sistema Al_2SiO_5 (cianite-andaluzite-silimanite).

É um mineral típico de paragénese metamórficas, sendo comumente usado como geotermobarómetro na petrologia metamórfica.

É no entanto comum, a ocorrência de andaluzite em filões de campos aplitepegmatíticos com elementos raros, com a andaluzite a aparecer associada aos filões mais primitivos e menos diferenciados, em terrenos de baixa-*P* metamórfica (Černý & Hawthorne, 1982).

No campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra, a andaluzite surge apenas nos filões do tipo 2 (quartzo-andaluzíticos), onde representa um dos minerais principais, a par do quartzo. Surge como fase mineral acessória nos filões aplitepegmatíticos do tipo 4 (simples concordantes).

Definiram-se dois tipos petrográficos. No primeiro caso, a andaluzite apresenta um tamanho de grão fino a grosseiro, de hábito idiomórfico, e com inclusões de corindo. Encontra-se invariavelmente fracturada, com sericitização ao longo das margens e fracturas dos cristais. Em amostra de mão apresenta cor púrpura (Figura IV.2, página 70).

O segundo tipo de andaluzite, caracteriza-se pelo seu hábito anédrico e uma intensa sericitização. Em amostra de mão apresenta um aspecto maciço, de cores semelhantes ao tipo petrográfico anterior.

Quimicamente, a andaluzite do campo aplitepegmatítico da FA, é constituída essencialmente por SiO_2 e Al_2O_3 , com o ferro a apresentar teores < 1 wt% (Tabela V.19).

Tabela V.19. Composição química da andaluzite associada aos filões do tipo 2 (quartzo-andaluzíticos) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Valores obtidos por microsonda electrónica.

TIPO	2	2	2	2
	wt%			
SiO ₂	37,21	36,92	36,49	36,87
TiO ₂	0,05	0,03	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	61,34	61,28	62,70	61,68
FeO	0,11	0,15	0,10	0,53
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,12	0,08	0,12	0,24
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,07	0,13	0,02
Total	98,83	98,54	99,56	99,42
	20 O			
Si	4,062	4,046	3,962	4,014
Ti	0,004	0,003	0,002	0,003
Al	7,892	7,915	8,025	7,915
Fe	0,010	0,014	0,009	0,048
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,020	0,013	0,019	0,039
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,000	0,003	0,000	0,006
K	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,003	0,006	0,001
Σ cat	11,988	11,996	12,023	12,028

V.7.2. Granada

Os minerais do grupo da granada são representados pela fórmula geral $X_3Y_2(SiO_4)_3$, onde X = Ca, Mn, Fe²⁺ ou Mg; e, Y = Al, Ti ou Cr. O grupo divide-se em duas séries de soluções sólidas: (1) piropo-almandina-espessartina; e, (2) uvarovite-grossulária-andradite.

A granada usualmente associada às paragénese pegmatíticas, pertence à série piropo-almandina-espessartina, com conteúdos variáveis de espessartina (Mn₃Al₂Si₃O₁₂) e de almandina (Fe₃Al₂Si₃O₁₂), e baixas percentagens de Ca, Mg, Ti e Cr (Černý & Hawthorne, 1982; London, 2008).

A granada é um excelente indicador de fraccionamento. A razão Mn/(Mn + Fe + Mg) aumenta desde os granitos, até aos filões pegmatíticos mais fraccionados associados (Černý *et al.*, 1985).

Nos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra só foi encontrada granada nos filões simples concordantes do tipo 4. Trata-se de uma fase mineral acessória, de granulometria fina a média (~ 0,5 cm), subédrica a euédrica. Surge normalmente como porfiroblastos, bastante fracturados e rodeados por moscovite, com sericitização nos bordos dos cristais.

A composição química das granadas analisadas corresponde a um membro intermédio, da série almandina-espessartina, tal como é comum em outros campos aplitopegmatíticos (e.g., Neiva *et al.*, 2008). A razão Fe/Mn é sempre ligeiramente inferior nas margens, relativamente ao centro dos cristais de granada, reflectindo-se na percentagem da componente almandina e espessartina (Tabela V.20), ao contrário do que é normalmente observado em outros pegmatitos (Černý *et al.*, 1985).

Tabela V.20. Composição química das granadas associadas aos filões do tipo 4 (simples concordantes) do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Valores obtidos por microsonda electrónica.

Tipo	4 - m	4 - c	4 - m	4 - c	4 - m	4 - c
	wt%					
SiO ₂	37,36	37,41	37,69	37,81	36,73	37,38
TiO ₂	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,97	20,77	20,78	20,86	21,19	20,95
FeO	22,09	23,12	21,51	23,40	21,52	24,55
MnO	19,10	17,13	19,72	16,74	18,17	15,86
MgO	1,25	1,39	1,24	1,33	1,24	1,42
CaO	0,18	0,19	0,21	0,18	0,22	0,14
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01
Total	100,95	100,04	101,22	100,32	99,09	100,31
	12 O					
Si	3,015	3,032	3,032	3,045	2,996	3,022
^{iv} Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Σ (Z)	3,015	3,032	3,032	3,045	3,000	3,022
^{vi} Al	1,997	1,989	1,973	1,988	2,043	2,002
Ti	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001
Σ (Y)	1,997	1,991	1,978	1,988	2,044	2,002
Fe ²⁺	1,507	1,597	1,461	1,621	1,526	1,692
Mn	1,306	1,176	1,344	1,142	1,255	1,086
Mg	0,150	0,168	0,148	0,160	0,151	0,171
Ca	0,016	0,017	0,018	0,016	0,019	0,012
Σ (X)	2,979	2,957	2,971	2,938	2,951	2,961
% prp*	5,05	5,68	5,01	5,44	5,11	5,77
% alm	50,59	54,00	49,00	55,16	51,71	57,14
% sps	43,83	39,76	45,39	38,87	42,53	36,68
% grs	0,53	0,56	0,43	0,53	0,59	0,38

m – margem; c – centro

* prp – piropo; alm – almandina; sps – espessartina; grs – grossulária.

V.7.3. Discussão

A ocorrência, quer de andaluzite, quer de minerais do grupo da granada encontra-se restrita aos filões quartzo-andaluzíticos (tipo 2) e aplitopegmatitos simples concordantes (tipo 4), que correspondem ao grupo de filões mais primitivos do campo aplitopegmatítico da FA.

O facto de a ocorrência de andaluzite e granada se restringir aos filões menos evoluídos de um campo aplitopegmatítico rico em elementos raros, está de acordo com o que é referido para outros campos aplitopegmatíticos, onde estas duas fases minerais ocorrem também associadas aos filões mais simples (e.g., Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998; Martins, 2009).

Uma vez que estas fases minerais não ocorrem nos restantes filões do campo aplitopegmatítico da FA, não é possível usá-los na avaliação do fraccionamento e evolução dos diferentes tipos de filões.



CAPÍTULO VI. DISCUSSÃO

Figura da capa: confluência do Rio Águeda ao Douro (fronteira Portugal-Espanha), Barca D'Alva.

VI. DISCUSSÃO

VI.1. OS GRANITOS DA REGIÃO

Os granitos da região envolvente ao campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra (FA) são considerados por diversos autores como granitos diferenciados e evoluídos (e.g., Carnicero *et al.*, 1987; Silva & Ribeiro, 1994; Gaspar, 1997; Vieira & Lima, 2005a, b). Segundo os critérios definidos por Tischendorf (1977) e Černý (1991b), apresentam indicadores típicos de especialização metalogenética, sendo potencialmente geradores de mineralizações, nomeadamente litiníferas. São granitos sin- a tardi-orogénicos, peraluminosos, calcoalcalinos, leucocráticos (duas micas, biotíticos ou moscovíticos), siliciosos e ricos em elementos litófilos (Černý, 1991b).

A mancha granítica mais representativa no campo aplitopegmatítico da FA corresponde aos leucogranitos sin-D₃ do complexo de Mêda-Penedono-Lumbrales (CGML) (Figura VI.1). A nordeste surge a mancha granítica de Saucelle (SC), leucocrática de duas micas, tardia relativamente à terceira fase de deformação Varisca (tardi-D₃) (Figura VI.1).

Estes leucogranitos apresentam valores de Li, Rb e Cs notáveis. O CGML apresenta valores entre 114 – 131 ppm de Li, 296 – 340 ppm de Rb e ~ 15 ppm de Cs, com valores de Ba entre 177 e 322 ppm (Gaspar, 1997). No caso da mancha tardi-D₃ de SC, esta apresenta valores médios de Li de 153 ppm, 324 ppm de Rb e 35 ppm de Cs, com 229 ppm de Ba (Gaspar, 1997).

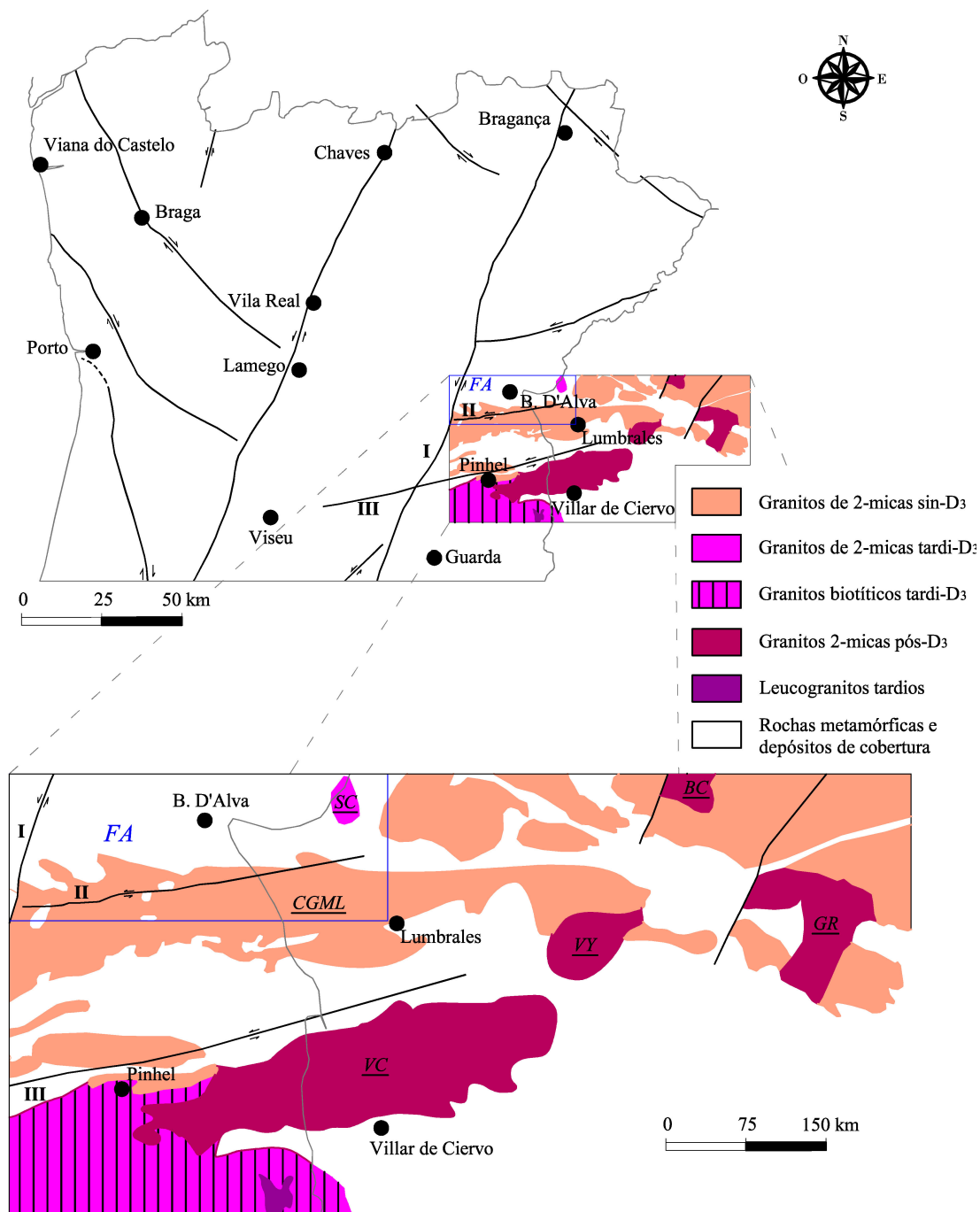


Figura VI.1. Granitos envolventes ao campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra (adaptado de Ferreira *et al.*, 1987, e, López-Plaza & Carnicero, 1987). Legenda: FA – Campo Aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra; CGML – Complexo granítico de Mêda–Penedono–Lumbrals; SC – granito de Saucelle; VC – granito de Villar de Ciervos; VY – granito de Villavieja de Yeltes; GR – granito de Garcirrey; BC – granito de Brincones; I – falha da Vilarça; II – cisalhamento Escalhão–Quinta dos Boais; III – cisalhamento Traguntia–Penalva do Castelo.

Além dos granitos antes referidos, alinhados com o cisalhamento Traguntia–Penalva do Castelo, surgem outros granitos, essencialmente biotíticos e/ou duas-micas, tardi- a pós-D₃ (Figura VI.1). Entre eles, os granitos de Villar de Ciervos (VC), Villavieja de

Yeltes, Garcirrey e Brincones (Carnicero *et al.*, 1987; Diez-Montes & Gallastegui, 1992; Mellado *et al.*, 2006). O granito tardi- a pós- D_3 de VC, caracteriza-se pela ocorrência de diferentes fácies graníticas e granodioríticas, de grão fino a médio, e leucogranitos moscovíticos ricos em cassiterite (López-Plaza & Carnicero, 1987). Em associação com esta mancha granítica encontram-se pegmatitos ricos em lítio, nomeadamente “lepidolite”, com características muito semelhantes aos filões aplitepegmatíticos mais evoluídos da FA (Sánchez Muñoz, 1992a, b). Bea (1976) apresenta valores de Li de 170 ppm e 295 ppm de Rb, com valores de Ba 200 ppm, para o granito pós- D_3 de Villar de Ciervos. Também o maciço granítico de Villavieja de Yeltes tem valores médios altos de Li e Rb, 152 e 354 ppm, respectivamente, e um valor médio de Ba de 260 ppm (Carnicero *et al.*, 1987).

Finalmente, a oriente de Barca D’Alva, na mina Feli (Figura VI.2), foi detectado através de sondagens de prospecção, a cúpula de um granito leucocrata, aqui denominado por granito de Feli (F).

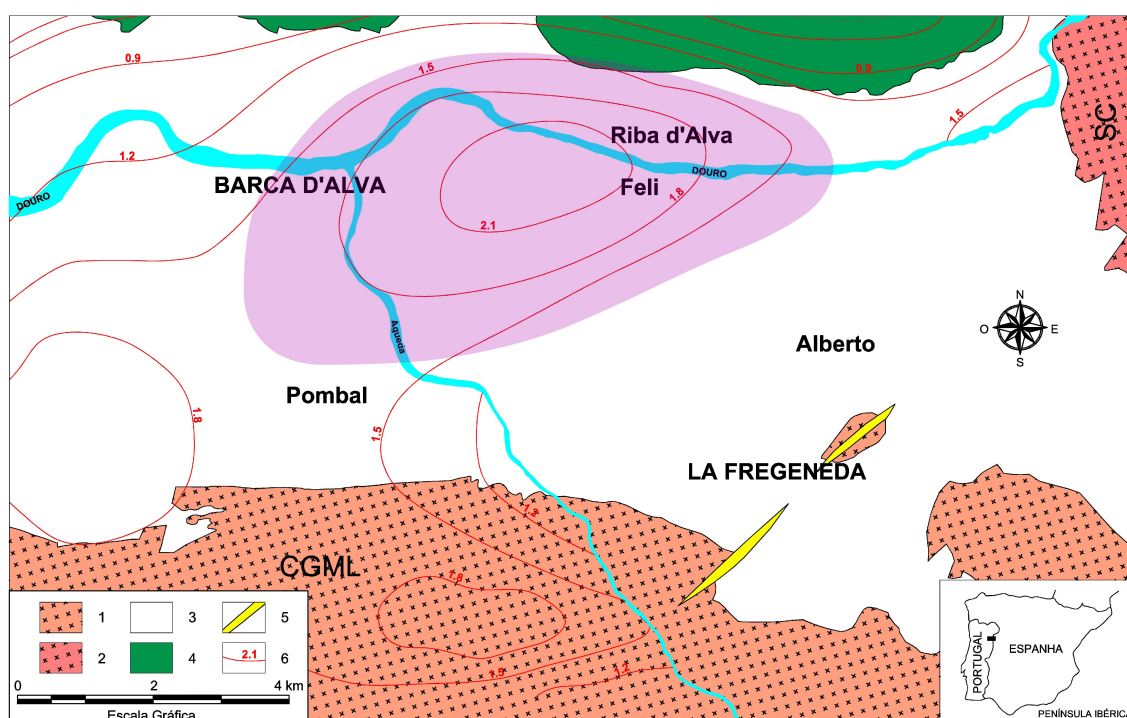


Figura VI.2. Sobreposição da superfície de tendência anômala em Li (adaptado de Viegas *et al.*, 1983-85) sobre o mapa geológico do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Legenda: (1) Complexo leucogranítico de Mêda–Penedono–Lumbrals; (2) SC – Granito leucocrata de Saucelle; (3) Complexo pré-Ordovícico Xisto-Grauváquico; (4) Formações do Ordovícico; (5) Filões de quartzo; (6) Superfícies de tendência para o Li. A mancha lilás representa esquematicamente o granito não aflorante de Feli.

É um granito essencialmente moscovítico, de grão fino a médio, petrograficamente muito semelhante ao granito de Saucelle (SC). Quer a análise petrográfica, quer a idade de $305 \pm 3,3$ Ma (dados de isotópicos $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, em moscovite, obtidos durante este estudo) permitem classificar este granito como tardi-D₃.

A existência de um granito não aflorante é referida em diversos trabalhos (Carnicero, 1981; Mangas & Arribas, 1988; Martín-Izard *et al.*, 1992; Gaspar, 1997). Mangas e Arribas (1988) levantam mesmo a hipótese da existência de duas massas graníticas, não aflorantes sob a zona da mina Feli, de instalação diacrónica.

Viegas *et al.* (1983-85) num trabalho de prospecção geoquímica, tendo por base amostragem de sedimentos de linhas de água, definem várias superfícies de tendência anómala, nomeadamente para Li, Sn, B e W (Figura VI.2). Na análise da figura, observa-se uma anomalia de Li (superfície de tendência de 6º grau) na zona entre as minas de Riba D'Alva e da Mina Feli. As superfícies definidas para o B, Sn e W têm a mesma morfologia em “domo”, o que segundo os autores, pode ser justificado por um granito não aflorante, neste trabalho denominado por granito de Feli.

Os estudos petrogenéticos deste conjunto de granitos apontam para origens anatéticas. No caso dos leucogranitos de duas-micas, a sua génese estará ligada à fusão parcial de protólitos metassedimentares aluminosos, predominantemente pelíticos, em níveis médios a inferiores da crosta (Castro *et al.*, 1999; Dias, 2001).

Os granitos tardi- a pós-D₃, associados ao cisalhamento Penalva do Castelo-Traguntia, estarão associados a fusões de protólitos em níveis mais profundos da crosta continental, de natureza metassedimentar imatura e/ou metaígnea félsica. Alguns destes granitos mostram características híbridas. Processos complexos, envolvendo cristalização fraccionada e mistura entre magmas mantélicos enriquecidos e magmas crustais félsicos, podem justificar as suas características químicas. Os membros pós-D₃, de tendência subalcalina, indicam contribuição mantélica, seguida de interacção manto-crosta, envolvendo magmas de afinidades magmáticas distintas, alcalino e calcoalcalino (Dias, 2001, Dias *et al.*, 2010).

Os materiais do Complexo Xisto-Grauváquico, têm características composicionais que permitem aceitar estes metassedimentos como possível protólito destes fundidos peraluminicos calcoalcalinos (Carnicero *et al.*, 1987; Ugidos, 1987; Roda, 1993; Gaspar, 1997; Azevedo *et al.*, 2005), ricos em elementos raros e H₂O (Sánchez Muñoz, 1992a, b).

VI.2. O CAMPO FILONIANO

Classificação

Os onze tipos de filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra foram definidos com base em critérios mineralógicos, geoquímicos, estruturais, de relação com encaixante e distribuição espacial.

Os onze tipos podem ser subdivididos em 3 grupos, tendo em conta a sua composição química, mineralogia e estrutura interna:

- i. **estéril** (tipo 1, 2, 3 e 4): corpos intragraníticos e concordantes, compostos maioritariamente por quartzo, feldspato potássico > albite, moscovite ± (turmalina, granada, andaluzite, fosfatos Fe-Mn). Apresentam enriquecimento em B;
- ii. **intermédio** (tipo 5 e 6): corpos discordantes, com quartzo, albite, feldspato potássico, moscovite ± (montebrasite, fosfatos Fe-Mn, turmalina, cassiterite e minerais do grupo da columbite-tantalite). Comparativamente mais ricos em P, Na, Li e F, com valores de Rb e Cs nas micas e feldspatos, que os filões do grupo anterior;
- iii. **evoluído** (tipo 7, 8, 9, 10 e 11): representam aproximadamente 10% dos filões do campo aplitopegmatítico da FA. São filões discordantes, enriquecidos em Li, F e/ou Sn, e claramente os filões geoquímica e mineralogicamente mais evoluídos da FA. Segundo a classificação de Černý & Ercit (2005), os filões do tipo 7 (petalite), tipo 8 (espodumena), tipo 9 (“lepidolite” + espodumena) e tipo 10 (“lepidolite”) – pertencem à família LCT, da subclasse REL-Li, do tipo Complexo.

Distribuição espacial

Os filões do campo aplitopegmatítico estão espacialmente associados, tal como descrito no ponto anterior deste capítulo, a granitos sin-orogénicos, peraluminosos (ASI e A/CNK $\approx 1,3$), diferenciados e evoluídos do tipo-S (Chappell & White, 1974, 1992).

Tal como descrito por Trueman & Černý (1982) e Černý (1991b) (Figuras II.2 e II.3, da página 24) para os pegmatitos da família LCT, também os filões aplitopegmatíticos

da FA apresentam um padrão de zonamento espacial, em função da distância aos granitos da área estudada. Os corpos com características paragenéticas e geoquímicas mais complexas surgem em posições mais afastadas, relativamente aos granitos (Figura IV.1, da página 66 e Anexo C).

Os filões estéreis (grupo i) afloram nas proximidades do CGML, em posições intragraníticas ou em distâncias sempre inferiores a 1 km. Os filões com concentrações superiores de Li, Sn e F (grupo iii), afloram em zonas mais afastadas, com uma maior concentração a NE de Barca D'Alva, sobre o granito não aflorante de Feli. Entre os filões do grupo i) e iii), surgem os filões com graus de fraccionamento intermédio do grupo ii) – tipo 5 e 6 (Figura IV.1, da página 66 e Anexo C).

O zonamento dos filões também se reflecte ao nível dos terrenos metamórficos que cada grupo de filões intrui. Os filões estéreis surgem em terrenos de maior grau metamórfico, maioritariamente na isógrada da silimanite-andaluzite. À medida que o grau de diferenciação dos filões aumenta, o grau metamórfico dos terrenos encaixantes diminui. Neste caso, os filões do grupo ii) e iii) surgem preferencialmente nos terrenos andaluzíticos (ou no limite andaluzite/biotite), e isógrada da biotite e clorite (Figura IV.1, da página 66 e Anexo C). Esta distribuição é descrita por Černý (1991b), como típica de campos aplitopegmatíticos com elementos raros, onde imperam normalmente condições metamórficas de baixa- P (2 – 4 kbar; 450 – 650°C).

Até mesmo as texturas pegmatíticas – estruturas “comb”, bandados pegmatíticos, mirmequites – ocorrem preferencialmente nos filões mais afastados dos granitos, como é o caso dos filões do grupo ii) e iii). São filões, especialmente os do grupo iii), mais ricos em voláteis e fundentes, nomeadamente os filões com “lepidolite” (tipo 9 e 10).

O facto de este grupo de filões ter origem em sistemas ricos em F, B e Li, apresentar evidências de esgotamento químico por perda de B para o encaixante metassedimentar, e de se terem encaixado em rochas com temperaturas mais baixas que a T_{solidus} dos filões, são factores suficientes para justificar um sistema subarrefecido, razoavelmente rico em voláteis e fundentes, capaz de gerar texturas pegmatíticas como “comb-structure” e bandados pegmatíticos.

Controlo estrutural

Os filões aplitopegmatíticos estéreis (grupo i) estão claramente controlados por estruturas D_3 . Instalam-se ao longo de foliações tectónicas S_3 , com direcções próximas de $N100^\circ - 120^\circ E$; subverticais, relacionadas com a mudança do campo de tensões para NNE-SSO, dobramento poliarmónico, e com a instalação dos granitos peraluminosos nos núcleos dessas antiformas D_3 . Este grupo de filões aflora ao longo de uma faixa subparalela e próxima ao contacto com o CGML, o que faz supor uma relação genética com este complexo de fácies graníticas. A sua densidade diminui à medida que nos afastámos do contacto do CGML.

Os filões discordantes (grupo ii e iii) cortam sempre a xistosidade com grande ângulo. Afloram como corpos muito regulares, com atitudes que variam entre o N-S e os $N045^\circ E$, subverticais, a pender preferencialmente para E. Os corpos pegmatíticos instalam-se em estruturas de desligamento esquerdo, tardi-Variscos, NNE-SSO e NE-SO, que cortam e rejeitam as estruturas anteriores. São claramente filões tardi- a pós- D_3 , posteriores aos do grupo i).

VI.3. MINERALOGIA, GEOQUÍMICA MINERAL E SEQUÊNCIA EVOLUTIVA

A diferenciação evolutiva, entre os diferentes tipos de filões aplitopegmatíticos do campo da FA, está também marcada na mineralogia e geoquímica mineral.

Minerais como a andaluzite e a granada, ocorrem unicamente nas paragénese mais simples dos filões do tipo 2 e 4. Normalmente, tal como descrito para outros campos aplitopegmatíticos, estas duas fases estão associadas aos filões menos evoluídos de cortejos pegmatíticos com elementos raros (Černý & Hawthorne, 1982; Fuertes-Fuente & Martín-Izard, 1998).

Os filões do tipo 6 (simples discordantes), diferenciam-se dos demais, entre outros aspectos, por apresentarem mais fosfatos nas suas paragénese, nomeadamente fosfatos de Fe-Mn. Esta observação está de acordo com o descrito por Černý (1991b), onde os filões mais ricos em fosfatos precedem os mais diferenciados e com paragénese contendo petalite, espodumena e “lepidolite”, neste caso os filões do tipo 7, 8, 9 e 10.

Também se observa um aumento da proporção de albite/microclina, quer à medida que aumenta a distância aos granitos da área da FA, quer em função da

complexidade das paragéneses minerais. Os filões mais ricos em voláteis e fundentes (T7, T8, T9 e T10) têm razões mais altas, o que segundo London (1989, 2005a) está relacionado com acumulação de B, P e Li nos fundidos residuais.

A geoquímica das fases minerais associadas aos diferentes tipos de filões do campo aplitopegmatítico da FA, permite avaliar o grau de diferenciação entre os diversos tipos, e inferir sobre as diferentes sequências evolutivas.

Razão K/Rb

A razão K/Rb das micas, e também do feldspato potássico, diminui à medida que aumenta a complexidade paragenética e geoquímica, e desde logo os conteúdos de elementos como Rb, Li, Cs, entre outros (Figura VI.3). O Ba tem um comportamento inverso.

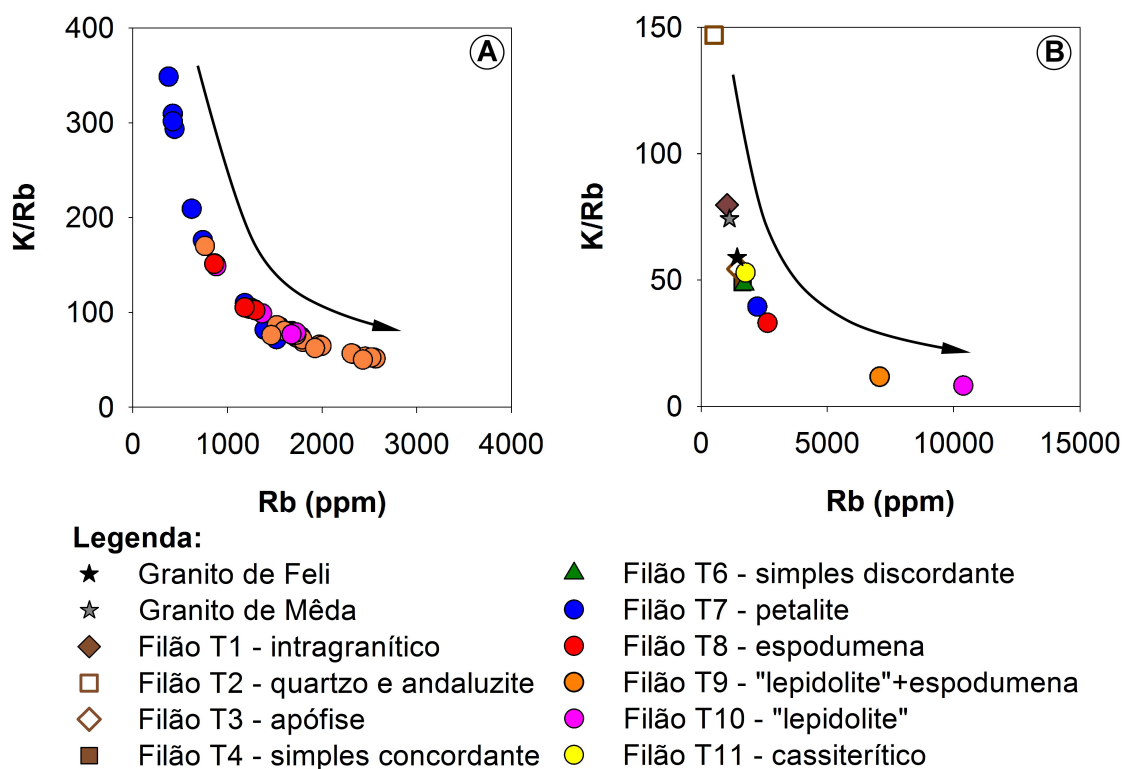


Figura VI.3. Razão K/Rb vs. Rb (a) na microclina (dados obtidos por microsonda electrónica), e (b) nas micas (dados obtidos por ICP-MS), dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. A seta representa a tendência evolutiva. Mais dados no capítulo V, respeitante à Mineralogia, páginas 95 e 109, respectivamente.

Razões Fe/Mn

O grau de diferenciação dos aplitopegmatitos da FA pode ser avaliado através da razão Fe/Mn, quer nas fases minerais fosfatadas, quer nos minerais do grupo da CT.

As razões de Fe/(Fe + Mn) em séries fosfatadas como a ferrisicklerite-sicklerite, heterosite-purpurite, e em membros do grupo da alluaudite, mostram uma tendência decrescente desta razão, desde os filões do tipo 3 → tipo 6 → tipo 7 e 8 → tipo 4 → tipo 9 (*vide* o subcapítulo V.5.2, da página 153). As únicas ocorrências de termos-Mn foram observadas nos filões com “lepidolite” + espodumena (tipo 9). Os teores de Mn na apatite são também superiores nos filões mais evoluídos (grupo iii).

É esperado que a razão Fe/Mn dos óxidos de Nb-Ta-Sn diminua com o decorrer do fraccionamento (Černý & Ercit, 1985). No caso dos minerais do grupo da columbite-tantalite, observa-se o enriquecimento em Mn nas paragéneses com “lepidolite”. Os filões com valores superiores de Mn no campo aplitopegmatítico da FA, tal como é possível observar na Figura V.25 (página 171), são os do tipo 9 e 10 (com moscovite-litinífera na sua paragénese), apresentando razões de Mn/(Mn + Fe) (X_{Mn}) próximas de 1,0.

A ferrocolumbite dos filões do tipo 4 e tipo 11 é a mais primitiva, com os valores mais baixos de X_{Mn} , projectando-se no campo dos pegmatitos menos evoluídos. As CT dos filões do tipo 6, 7 e 8, com valores intermédios de X_{Mn} , caem no campo dos pegmatitos complexos, pobres em flúor (Černý, 1989).

Sequência evolutiva

Segundo estes indicadores geoquímicos, entre outros, mas tendo também em conta a sua distribuição espacial, mineralogia e estrutura, é clara uma sequência evolutiva de cristalização fraccionada entre os filões discordantes dos grupos ii) e iii), desde o tipo 6 ao tipo 10. Este conjunto de filões, grupo ii) e iii), é na generalidade o de maior complexidade geoquímica e paragenética, indicativo de fundidos ricos em Li, F, P e Sn.

Nesta sucessão, os menos evoluídos são os pegmatitos do tipo 6 (discordantes simples), seguidos dos filões do tipo do tipo 7 e 8 (petalite e espodumena, respectivamente). Os filões mais evoluídos desta sequência de diferenciação correspondem aos corpos do tipo 9 (“lepidolite” + espodumena) e tipo 10 (“lepidolite”).

Mas como se observa, os dados geoquímicos dos filões do tipo 6, nem sempre se projectam no início dessa sequência. Muitas das características geoquímicas dos filões

do tipo 6, em conjunto com o facto de estes ocorrerem encaixados nas mesmas estruturas discordantes, e nas mesmas zonas metamórficas dos filões mineralizados do tipo 7 e tipo 8, leva a crer que muitos destes corpos, sem paragénese litinífera observável no afloramento, possam conter mineralizações de lítio em níveis mais profundos.

Os filões do tipo 11, filões de quartzo e cassiterite, na sequência evolutiva de fraccionamento de um campo aplitopegmatítico, deveriam corresponder aos membros mais diferenciados (Černý, 1991b; Černý & Ercit, 2005), e assim dos últimos na sequência de diferenciação de um cortejo rico em elementos raros. No entanto, estes filões encontram-se dobrados e cortados por filões do tipo 9, o que implica desde logo que precedam os filões de “lepidolite” + espodumena. Geoquimicamente, veja-se a razão K/Rb nas micas (Figura VI.3), também não parecem fazer parte dessa sequência evolutiva, assim como os seus teores em elementos traço, e.g., Li e Cs, são mais baixos que os dos pegmatitos litiníferos, e mais altos relativamente ao Ba. Também no que diz respeito às razões de X_{Mn} e $Ta/(Ta + Nb)$ (X_{Ta}), os filões do tipo 11 não encaixam na mesma linha de sequência evolutiva dos filões do grupo iii).

Os filões estéreis do grupo i), intragraníticos ou concordantes, mineralógica e geoquimicamente menos complexos, também não encaixam na linha evolutiva definida pelos filões discordantes (do tipo 6 ao tipo 10). São mineralogicamente muito simples, pobres em elementos litófilos, por exemplo, Li e Rb, e afloram muito próximo do CGML, encaixados na xistosidade S_3 da estruturação da terceira fase Varisca. Veja-se, por exemplo, as razões de $Fe/(Fe + Mn)$ dos fosfatos dos filões do tipo 4, com valores de $\approx 0,67$. Este valor é inferior ao que seria de esperar, tendo em conta o baixo grau de diferenciação destes filões, evidente nos valores de K/Rb das micas e nas composições dos minerais de CT, com Fe e $Nb > Mn$ e Ta .

As características geoquímicas e mineralógicas, em conjunto com as relações estruturais e de distribuição espacial, demonstram que, os diferentes tipos de filões definidos no campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra envolvem mais do que um processo de diferenciação.

VI.4. DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados geocronológicos só adquirem significado geológico, quando analisados em conjunto com a geologia regional, nomeadamente eventos orogénicos. Só o conhecimento dos processos metamórficos, magmáticos e estruturais da área de estudo, permitem interpretar os dados obtidos.

Tal como foi exposto nos pontos anteriores, o controlo geológico e complexidade geoquímica dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, não permite explicar os onze tipos de filões definidos mediante um único processo evolutivo. São evidentes pelo menos duas linhas de diferenciação: uma para os filões estéreis, e uma outra para os mineralizados em Li. Estes dois grupos estão controlados geologicamente, ocorrendo em estruturas que marcam diferentes períodos orogénicos. Com o intuito de distinguir cronologicamente esses momentos, e desse modo tentar clarificar as relações petrogenéticas, quer entre os granitos e os filões, quer entre os diferentes tipos de filões, foi necessário recorrer à datação isotópica.

Os dados geocronológicos existentes, quer para os granitos, quer para os aplitopegmatitos da FA eram escassos.

Os granitos de Santa Eufémia-Bogalhal, a sul da área de estudo (NNO de Pinhel), apresentam valores para o magmatismo sin-D₃ que variam entre os 321 ± 5 Ma (Rb-Sr) e os 308 ± 5 Ma (K-Ar) (Ribeiro, 2001). Também García Garzón & Locutura (1981) obtiveram idades de 300 ± 8 Ma (Rb-Sr) para o granito de Lumbrals-Sobradillo (a leste da FA), e de 284 ± 8 Ma para o granito tardi- a pós-D₃ de Villar de Ciervos (Figura VI.1).

No que diz respeito aos filões do campo aplitopegmatítico da FA, o filão do tipo 10 da mina de Riba D'Alva, a norte da mina Feli, foi datado com uma idade de $292 \pm 2,6$ Ma (Rb-Sr) (Nitschke, 1999). O mesmo autor obteve para o “stockwork” de veios mineralizados em Sn-W, 1,5 km para NO da mina de Riba D'Alva, idades entre $298 \pm 1,0$ Ma e $297 \pm 0,6$ Ma ($^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$).

Os dados obtidos neste estudo, resultaram da datação isotópica $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ em micas, pelo método de “step-heating” (Tabela VI.1 e Anexo B. 1).

Tabela VI.1. Espectros das idades de “plateau” e sumário dos dados isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de diferentes tipos de granitos e filões, do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. A seta da imagem representa as secções do “plateau” utilizadas no cálculo da idade aparente. Dados adicionais no Anexo B. 1. M – granito de Média; F – granito de Feij; MSWD – desvio-padrão ponderado ao quadrado; $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$ – intersecção da isócrona com o eixo $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ do diagrama de correlação inversa.

<p>Granito M (moscovite)</p> <p>311,2 ± 3,7 Ma</p> <p>Idade total = 311,4 ± 3,8 Ma</p> <p>K/Ca</p> <p>Isócrona (Ma) 311,2 ± 1,7 $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$ 344,4 ± 43,0 MSWD 0,08</p> <p>% ^{39}Ar liberado 84,40%</p>	<p>Filão T2 (moscovite)</p> <p>302,2 ± 3,5 Ma</p> <p>Idade total = 303,8 ± 3,8 Ma</p> <p>K/Ca</p> <p>Isócrona (Ma) 302,8 ± 1,9 $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$ 320,2 ± 56,4 MSWD 0,22</p> <p>% ^{39}Ar liberado 78,30 %</p>
<p>Granito F (moscovite)</p> <p>305,0 ± 3,3 Ma</p> <p>Idade total = 304,9 ± 3,7 Ma</p> <p>K/Ca</p> <p>Isócrona (Ma) 306,3 ± 1,5 $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$ 264,7 ± 10,6 MSWD 0,52</p> <p>% ^{39}Ar liberado 70,97%</p>	<p>Filão T3 (moscovite)</p> <p>300,0 ± 3,5 Ma</p> <p>Idade total = 301,2 ± 3,5 Ma</p> <p>K/Ca</p> <p>Isócrona (Ma) 301,1 ± 2,6 $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$ 308,3 ± 82,0 MSWD 0,40</p> <p>% ^{39}Ar liberado 74,62%</p>
<p>Filão T1 (moscovite)</p> <p>303,7 ± 4,2 Ma</p> <p>Idade total = 305,8 ± 4,4 Ma</p> <p>K/Ca</p> <p>Isócrona (Ma) 307,2 ± 6,1 $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$ 383,4 ± 58,3 MSWD 0,42</p> <p>% ^{39}Ar liberado 90,08%</p>	<p>Filão T4 (moscovite)</p> <p>304,8 ± 4,7 Ma</p> <p>Idade total = 305,8 ± 4,8 Ma</p> <p>K/Ca</p> <p>Isócrona (Ma) 305,4 ± 2,3 $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_i$ 299,5 ± 18,8 MSWD 0,09</p> <p>% ^{39}Ar liberado 50,36%</p>

Tabela VI.1. (continuação).

<p>Filão T6 (moscovite)</p> <p>Idade aparente (Ma)</p> <p>303,8 ± 4,4 Ma</p> <p>idade total = 304,6 ± 4,5 Ma</p> <p>% ³⁹Ar</p> <p>Isócrona (Ma) 304,9 ± 1,8 (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i</p> <p>% ³⁹Ar libertado 67,06%</p> <p>MSWD 305,2 ± 14,4</p> <p>0,06</p>	<p>Filão T9 (moscovite-Li)</p> <p>Idade aparente (Ma)</p> <p>295,3 ± 3,9 Ma</p> <p>idade total = 296,4 ± 4,1 Ma</p> <p>% ³⁹Ar</p> <p>Isócrona (Ma) 292,6 ± 2,4 (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i</p> <p>% ³⁹Ar libertado 88,99%</p> <p>MSWD 449,1 ± 20,4</p> <p>0,39</p>
<p>Filão T7 (moscovite)</p> <p>Idade aparente (Ma)</p> <p>296,4 ± 3,5 Ma</p> <p>idade total = 296,7 ± 3,5 Ma</p> <p>% ³⁹Ar</p> <p>Isócrona (Ma) 297,0 ± 1,7 (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i</p> <p>% ³⁹Ar libertado 70,55%</p> <p>MSWD 308,4 ± 31,6</p> <p>0,33</p>	<p>Filão T10 (moscovite-Li)</p> <p>Idade aparente (Ma)</p> <p>295,1 ± 4,2 Ma</p> <p>idade total = 295,1 ± 4,2 Ma</p> <p>% ³⁹Ar</p> <p>Isócrona (Ma) 295,0 ± 2,9 (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i</p> <p>% ³⁹Ar libertado 100,00%</p> <p>MSWD 307,1 ± 58,9</p> <p>0,34</p>
<p>Filão T8 (moscovite)</p> <p>Idade aparente (Ma)</p> <p>303,6 ± 4,8 Ma</p> <p>idade total = 304,9 ± 4,7 Ma</p> <p>% ³⁹Ar</p> <p>Isócrona (Ma) 302,6 ± 2,6 (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i</p> <p>% ³⁹Ar libertado 81,13%</p> <p>MSWD 353,6 ± 29,7</p> <p>0,08</p>	<p>Filão T11 (moscovite)</p> <p>Idade aparente (Ma)</p> <p>300,0 ± 3,1 Ma</p> <p>idade total = 300,0 ± 3,2 Ma</p> <p>% ³⁹Ar</p> <p>Isócrona (Ma) 301,3 ± 1,8 (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i</p> <p>% ³⁹Ar libertado 95,26%</p> <p>MSWD 235,5 ± 26,6</p> <p>0,21</p>

As idades aparentes foram definidas por “plateaus” bastante regulares, com ligeiro excesso nas idades aparentes das primeiras etapas de aquecimento (Tabela VI.1 e Anexo B. 1). Este efeito pode estar relacionado, quer com o efeito de “recoil”, quer com o ligeiro excesso de Ar detectado nas margens dos cristais analisados. A razão K/Ca mostra pequena flutuação, o que sugere que o $^{39}\text{Ar}_K$ foi libertado de posições composicionalmente uniformes. As idades das isócronas também não mostram diferenças significativas, sendo concordantes com as idades aparentes de “plateau” (Tabela VI.1 e Anexo B. 1).

Os valores obtidos pelo método de datação isotópica $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ (“step-heating”), representam o momento térmico em que se dá o bloqueio do ^{40}K na estrutura do mineral, i.e., a temperatura de bloqueio (T_C). No caso das moscovites, essa temperatura varia entre os $300 \pm 50^\circ\text{C}$ (McDougall & Harrison, 1999; Smith *et al.*, 2005). No entanto, e no caso dos filões aplitopegmáticos, o seu período de arrefecimento e cristalização, não será nunca superior ao erro calculado para a idade aparente, tal como demonstrado por Webber *et al.* (1997, 1999). Sendo assim, e tal como afirma Hanes (1991), pode-se admitir que as idades aparentes obtidas para os filões do campo aplitopegmático da Fregeneda-Almendra são representativas das idades de instalação destes corpos.

O valor de $311,2 \pm 3,7$ Ma obtido para a fácies granítica de Mêda (M) do CGML, instalado na antiforma Lamego–Penedono–Escalhão, ao longo da estrutura transcorrente esquerda de Escalhão–Quinta dos Boais (Figura VI.1), enquadra-se perfeitamente no grupo dos granitos sin- a tardi- D_3 (Ferreira *et al.*, 1987; Dias *et al.*, 2010).

Também o granito não aflorante de Feli, para o qual se obteve uma idade aparente de $305,0 \pm 3,3$ Ma, ajusta-se às idades dos granitos tardi- D_3 (Ferreira *et al.*, 1987; Dias *et al.*, 2010), do qual a mancha granítica tardi- D_3 de Saucelle (Silva & Ribeiro, 1994), a NE, será um granito equivalente.

Tendo em conta a distribuição, a relação de proximidade com o CGML e as estruturas S_3 ($N100^\circ - 120^\circ\text{E}$; subverticais) onde ocorrem encaixados, admite-se que os filões do grupo i) (tipos 1, 2, 3 e 4), com idades compreendidas entre $300,0 \pm 3,5$ e os $304,8 \pm 4,4$ Ma, estão associados ao processo de fusão que deu origem às fácies mais jovens do complexo granítico CGML, cronologicamente equivalentes às do granito não aflorante de Feli (F) ($305,0 \pm 3,3$ Ma).

Associada ao granito tardi- D_3 não aflorante de Feli, estará a génese do “stockwork” de filões cassiteríticos do tipo 11 ($300,0 \pm 3,1$ Ma), que ocorrem sobre a cúpula granítica de Feli. Estes valores estão de acordo com os valores obtidos por

Nitschke (1999), para o “stockwork” de veios mineralizados em Sn-W da zona de Ribeiro do Mosteiro (Riba D’Alva), com idades entre $298 \pm 1,0$ e $297 \pm 0,6$ Ma. Estes filões com direcções $N020^{\circ}-040^{\circ}; 45^{\circ}-65^{\circ}SE$, instalados em fendas de tracção NNE-SSO, encontram-se deformados e dobrados. O filão de “lepidolite” + espodumena (tipo 9) da mina de Feli corta estes filões, logo, estes últimos são posteriores aos do tipo 11.

Nos valores de idades aparentes obtidas para os filões do grupo ii) e iii) (tipo 6 ao tipo 10), os valores de $303,8 \pm 4,4$ Ma para o tipo 6, e de $303,6 \pm 4,8$ Ma para os filões do tipo 8, diferem em aproximadamente 8 Ma, dos valores obtidos para os restantes tipos do grupo. No entanto, e como referido anteriormente, os dados de isótopos $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar$, só têm significado quando interpretados em função do conhecimento geológico da região estudada. O facto de estes filões instruírem as mesmas estruturas discordantes, de desligamento esquerdo, tardi-Varisco (NNE-SSO e NE-SO), aliadas às características geoquímicas que os encaixam na mesma linha evolutiva dos tipos 7, 9 e 10, permite considerar uma relação cogenética para os filões do grupo iii). As altas idades aparentes obtidas para os filões, podem estar relacionadas com a incorporação de argón não radiogénico, nomeadamente por contaminação das amostras. O facto de os espectros apresentarem “plateaus” bastante regulares (Tabela VI.1 e Anexo B. 1), que não indiciam excesso de Ar, pode ser justificado pela distribuição uniforme do argón não radiogénico, em todos os domínios da estrutura cristalina das micas analisadas (Hanes, 1991). Estes dados são também os primeiros obtidos para este tipo de filão no campo aplitopegmatítico da FA, pelo que carecem de validação, nomeadamente através da datação por outros métodos.

Assume-se então, que as idades aparentes dos filões do grupo ii) e iii) variam entre $295,1 \pm 4,2$ Ma e os $296,4 \pm 3,5$ Ma. Estes dados são consistentes com os valores obtidos por Rb-Sr por Nitschke (1999), de $292 \pm 2,6$ Ma, para o filão “lepidolítico” (tipo 10) da mina de Riba D’Alva.

Sendo assim, é difícil estabelecer uma relação petrogenética entre este grupo de filões mineralizados em lítio e os granitos sin- a tardi- D_3 , do CGML e do granito de Feli, dos quais diferem ~ 15 e 10 Ma, respectivamente.

Levanta-se então a questão: que tipo de granito poderá estar associado com a génese dos filões mineralizados em lítio? Na área envolvente, nas proximidades dos alinhamentos cisalhantes $N070^{\circ}E$, e instalados em falhas NNE-SSO, reactivadas por transpressão dextra tardi-Varisca (Mellado *et al.*, 2006; Dias *et al.*, 2010), surgem comumente granitos tardi- a pós-tectónicos, diferenciados e metalogeneticamente evoluídos, aos quais se encontram associadas diversas mineralizações de Li e Sn.

O granito de Villar de Ciervos (284 ± 8 Ma) (Figura VI.1) traz associado vários filões mineralizados em lítio (e.g., Castillejo e Barquilla; García Sánchez *et al.*, 1985), de características muito semelhantes aos do campo aplitopegmatítico da FA. Outro exemplo, mais a sul, os filões litiníferos de Trés Arroyos (Badajoz, Espanha) estão associados a um granodiorito pós-D₃ com 294 ± 11 Ma (Rb/Sr) (Gallego-Garrido, 1992; Menéndez, 1998).

Sendo assim, pode-se supor que os filões mineralizados em Li poderão estar relacionados com um granito não aflorante, tardi- a pós-tectónico (300 a 280 Ma), tão comum nesta região.

VI.5. MODELO PETROGENÉTICO

São vários os modelos petrogenéticos propostos por distintos autores, na tentativa de aclarar os protólitos, processos de fusão e diferenciação dos sistemas pegmatíticos. Entre eles: Jahns & Burnham, 1969; Stewart, 1978; Shmakin, 1983; Černý, 1982, 1991a; Norton & Redden 1990; Jolliff *et al.*, 1992; London, 1992; Nabelek *et al.*, 1992; Shearer *et al.* 1992; Simmons *et al.*, 1995; Martin & De Vito, 2005.

No entanto, a origem de pegmatitos com elementos raros, a partir da diferenciação por cristalização fraccionada de fundidos graníticos, é cada vez mais aceite como o processo responsável pelas variações composicionais observadas nos filões de diversos campos aplitopegmatíticos (e.g., Černý, 1992; London, 2008; Neiva *et al.*, 2008).

Tendo em conta os teores médios de Li, Rb e Ba dos granitos da região, dos metassedimentos do CXG e de alguns filões do campo aplitopegmatítico da FA (Tabela VI.2), foi modelizado a fusão dos metassedimentos do CXG, e subsequente cristalização fraccionada desses fundidos.

A natureza, distribuição e composição química das paragénese minerais são muitas vezes usadas para avaliar as relações entre aplitopegmatitos e granitos associados. O uso de coeficientes de distribuição de elementos traço compatíveis, por exemplo, o Ba, *versus* elementos traço incompatíveis, por exemplo, Li e Rb (Tabela VI.3), permite avaliar a evolução dos sistemas granítico-pegmatíticos, desde os termos mais simples e mais pobres em elementos raros, até aos corpos mais exóticos e enriquecidos em elementos raros dum campo aplitopegmatítico.

Tabela VI.2. Dados de elementos traço e modas minerais de granitos e metassedimentos da região do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra

	M ¹	SC ¹	VC ²	CXG ³ COM BIOTITE	CXG ³ SEM BIOTITE
Teores (ppm)					
Li	131	153	170	61	100
Rb	340	324	295	180	292
Ba	303	229	200	835	713
Moda (vol. %)					
Quartzo	46	46	46	25	40
Feldspato-K	22	18	20	13	12
Albite	18	22	20	-	20
Biotite	4	2	2	55	-
Moscovite	10	12	12	8	-
Silimanite	-	-	-	-	14
Granada	-	-	-	-	1

⁽¹⁾ Gaspar (1997); ⁽²⁾ Bea (1976); ⁽³⁾ Roda et al. (1999). M – fácies granítica de Méda (CGML); SC – granito de Saucelle; VC – granito de Villar de Ciervos; CXG – complexo Xisto-Grauváquico.

Tabela VI.3. Coeficientes de partição usados na modelização da cristalização fraccionada dos fundidos graníticos (cf ¹) e na modelização da fusão parcial dos metassedimentos (fp ²).

	FELDSPATO-K		ALBITE		BIOTITE		MOSCOVITE		QUARTZO		GRANADA		SILIMANITE	
Modelização	cf	fp	cf	fp	cf	fp	cf	fp	cf	fp	cf	fp	cf	fp
Li	0,05	0,05	0,05	0,1	3,6	3,6	0,8	0,8	0,05	0,0	-	0,0	-	0,0
Rb	0,7	0,31	0,1	0,04	4,0	4,0	1,4	1,4	0,01	0,0	-	0,01	-	0,0
Ba	6,0	6,0	0,3	0,27	6,4	6,4	3,7	3,7	0,025	0,0	-	0,02	-	0,0

⁽¹⁾ Jolliff et al. (1992); ⁽²⁾ Walker et al. (1989).

Na modelização da cristalização fraccionada dos fundidos graníticos, foi usada a equação de Rayleigh:

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)},$$

onde, C_L representa a concentração do elemento traço no fundido diferenciado, C_0 é a concentração do elemento traço no fundido original, F corresponde à fracção de fundido restante, e D o coeficiente de distribuição global para os elementos traço em função da moda (Rollinson, 1993).

Para a modelização do processo de fusão dos metassedimentos do complexo Xisto-Grauváquico foi usada a equação de fusão em equilíbrio ou “batch melting” (Rollinson, 1993):

$$C_L/C_0 = 1/[D_{rs} + F(1 - D_{rs})],$$

sendo, C_L a concentração do elemento traço no fundido gerado por fusão parcial, C_0 a concentração inicial do protólito, F a proporção de fundido formado, e D_{rs} é o coeficiente de distribuição global entre o fundido e resíduo.

As trajectórias obtidas para a fusão parcial dos materiais do CXG, e subsequente cristalização fraccionada dos fundidos graníticos originados, estão representadas na Figura VI.4.

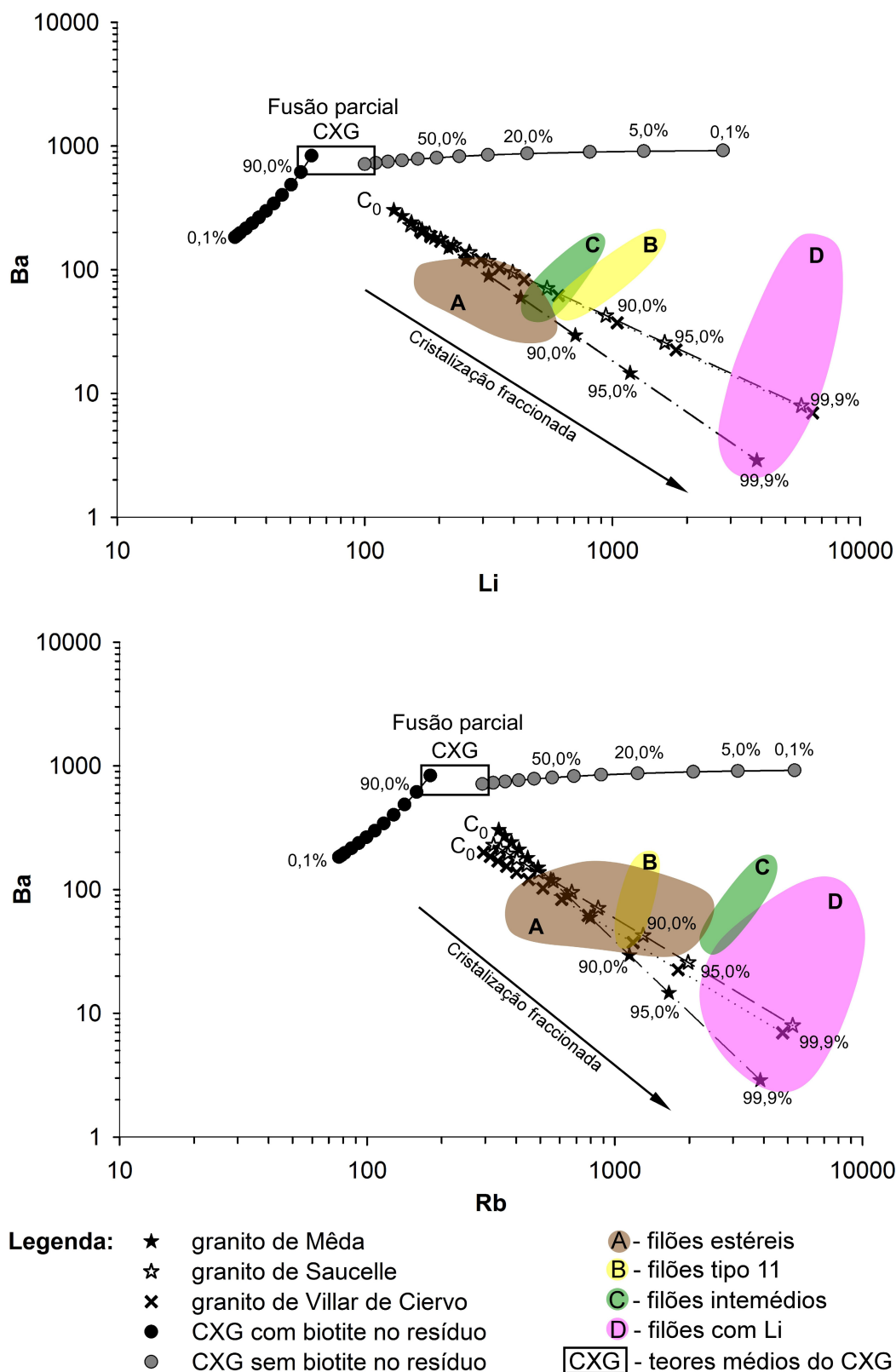


Figura VI.4. Trajectórias definidas nos gráficos Li vs. Ba e Rb vs. Ba pela cristalização fraccionada dos fundidos graníticos (linhas tracejadas entre os granitos) gerados após a fusão de metassedimentos do CXG (linhas contínuas entre CXG). Representadas pelas letras A, B, C e D estão as composições de rocha total (Tabela VI.4) para os filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.

Tabela VI.4. Compilação de teores de Li, Rb e Ba (ppm) em rocha total dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra.

Tipo	T1	T2	T3	T4	T6	T7 ⁽¹⁾	T8 ⁽²⁾	T9	T10 ⁽³⁾	T11
Grupo	A	A	A	A	C	D	D	D	D	B
Teores (ppm)										
Li	367–542	197	190–459	40–314	429–906	2050	6042	3722–6181	4860	616–1450
Rb	571–1600	850–1010	981–2143	400–1100	2527–3942	400	-	3532–8509	2570	1038–1348
Ba	3–35	83–96	70–78	55–194	45–170	-	-	3–128	28	45–178

⁽¹⁾ Almeida (2003); ⁽²⁾ Imerys, empresa exploradora da mina Alberto, Espanha; ⁽³⁾ Charoy & Noronha (1999).
As letras A, B, C e D dizem respeito aos grupos de filões assinalados na Figura VI.4.

Tal como foi referido antes, são diversos os autores que atribuem uma origem anatética para os granitos envolventes ao campo aplitopegmatítico da FA (Castro *et al.*, 1999; Dias, 2001). As séries metapelíticas e metaturbidíticas são comumente aceites como os principais protólitos dos granitos do tipo-S, potencialmente geradores de granitos que por diferenciação dão origem a mineralizações enriquecidas em elementos raros (e.g., Černý, 1991b; Gomes & Neiva, 2002; London 2008).

Assim, a fusão de protólitos como os metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico, com composições ricas em biotite ou mais quartzo-feldspáticas (gnaisses ou metagrauvaques) (e.g., Ugidos, 1987; Roda, 1993), é um processo capaz de gerar fundidos graníticos, que por cristalização fraccionada evoluem para magmas cada vez mais ricos em elementos raros (e.g., Li e Rb), e cada vez mais pobres em elementos como o Ba (Figura VI.4), justificando as diferentes linhas de diferenciação observadas entre os granitos e os diferentes tipos de filões da FA.

A diferenciação por cristalização fraccionada de um fundido de composição semelhante à da fácies do granito de Mêda (CGML), estará relaciona com a formação dos filões estéreis, nomeadamente os filões do tipo 1 e 3 (grupo A, na Figura VI.4).

Os filões do tipo 2 e do tipo 4, quartzo-andaluzíticos e concordantes simples, respectivamente, estarão associados ao processo que originou os fundidos do CGML. Estes filões apresentam graus de diferenciação menores que este complexo granítico, pelo que se podem tratar de segregações metamórficas e granítico-pegmatíticas, anteriores ou contemporâneas à formação destes fundidos (Shearer *et al.*, 1992).

Este grupo de filões estéreis (grupo A), tal como se observa na Figura VI.4, perfilam-se preferencialmente segundo a trajectória da fácies granítica de Mêda.

Como se pode observar, mais uma vez os filões do tipo 11, mineralizados em estanho (B, na Figura VI.4), projectam-se entre os filões estéreis e os filões enriquecidos em elementos raros. A sua projecção tende para a trajectória de cristalização fraccionada de fundidos semelhantes aos que deram origem aos granitos de Saucelle e Villar de Ciervos. No entanto, e como vimos antes, a sua localização geográfica e a idade obtida, tornam evidente uma relação com os granitos tardi-D₃, equivalentes aos granitos de Saucelle e ao granito não aflorante da mina Feli, sendo o mais plausível que estes filões representem um “stockwork”, tal com já foi referido, da cúpula granítica não aflorante do granito de Feli.

Os filões aplitopegmatíticos do tipo 6 (simples discordantes) e os filões mineralizados em Li (tipos 7, 8, 9 e 10), respectivamente C e D na Figura VI.4, representam os filões mais diferenciados do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Estes filões representam fundidos altamente diferenciados, enriquecidos em elementos raros, que estarão relacionados com a diferenciação por cristalização fraccionada de fundidos com composições próximas dos granitos tardi- a pós-D₃, e.g., granito de Saucelle e granito de Villar de Ciervos (Figura VI.4). No entanto, e mais uma vez tendo em conta as datações obtidas para este grupo de filões e o granito de Feli, com diferenças próximas dos 10 Ma, excluem os granitos tardi-D₃ como potenciais formadores destes filões. Tal como referido no ponto VI.4 deste capítulo, são comuns na região envolvente ao campo aplitopegmatítico da FA, mineralizações de Li e Sn associadas a granitos tardi- a pós-tectónicos, diferenciados e evoluídos metalogeneticamente (e.g., Carnicero *et al.*, 1987; Silva & Ribeiro, 1994; Gaspar, 1997; Vieira & Lima, 2005a, b). Um desses exemplos é o granito de Villar de Ciervos, que como se pode ver, alinha a sua trajectória de cristalização fraccionada com estes filões ricos em elementos raros (Figura VI.4).

Por fim, e a apesar de nenhum dos granitos avaliados projectar uma trajectória de cristalização fraccionada a partir de fundidos graníticos gerados por baixas taxas de fusão parcial (< de 50%) de protólitos com composições semelhantes aos do CXG, com baixa percentagem de biotite (Ugidos, 1987; Roda, 1993), não podemos excluir essa hipótese. Altas taxas de fusão parcial produziriam grandes volumes de fundidos graníticos, com baixas concentrações de elementos raros, que por sua vez dariam origem aos filões estéreis. Ao passo que, baixos graus de fusão parcial, originariam magmas graníticos, com maiores concentrações em elementos raros, a partir dos quais e por cristalização fraccionada, teriam origem a fundidos pegmatíticos mais diferenciados.

VI.6. CONCLUSÕES

O campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra, exhibe um zonamento espacial dos diferentes tipos de filões tendo relativamente ao Complexo Granítico de Mêda-Penedono-Lumbales, ao granito de Saucelle e ao granito não aflorante de Feli. Este zonamento reflecte-se nas paragénese mineral, texturas, geoquímica e estrutura dos filões. O grau de evolução e diferenciação dos 11 tipos de filões definidos, aumenta com a distância ao CGML, com uma maior concentração dos corpos mineralizados em elementos raros sobre a cúpula granítica não aflorante do granito de Feli.

Os dados estruturais, geoquímicos, isotópicos e de modelização, permitem afirmar que estes filões são o resultado de diferentes processos magmáticos sin-, tardi- e pós-D₃, relativamente à terceira fase de deformação Varisca.

Um primeiro evento pegmatítico está associado aos processos de fusão do CXG, geradores dos fundidos que deram origem às fácies graníticas sin- a tardi-D₃ do CGML. Associado a este primeiro evento, formam-se os filões quartzo-andaluzíticos (tipo 2) e os filões simples concordantes (tipo 4), segregações metamórficas e granítico-pegmatíticas, coetâneos ou precedentes a este complexo granítico. Menores taxas de cristalização fraccionada de uma fácies granítica composicionalmente equivalente ao do granito de Mêda, dão origem aos filões intragraníticos (tipo 1) e apófises aplitopegmatíticas (tipo 3), os quais estão associados a fácies mais tardias do CGML. Este conjunto de quatro tipos de filões, com idades compreendidas entre $300,0 \pm 3,5$ e os $304,8 \pm 4,4$ Ma, intruem foliações tectónicas S₃, de direcção N100°- 120°E; subverticais, relacionadas com o dobramento poliarmónico e a instalação dos granitos do CGML.

Os filões de quartzo com cassiterite (tipo 11), serão a manifestação da cúpula não aflorante do granito tardi-D₃ de Feli ($305,0 \pm 3,3$ Ma). Estes filões formam uma estrutura do tipo “stockwork”, sendo dobrados e cortados por filões mais jovens, mineralizados em elementos raros (tipo 9).

O grupo de filões mais evoluídos, com idades compreendidas entre $295,1 \pm 4,2$ e $296,4 \pm 3,5$ Ma, especialmente ricos em lítio, e que ocorrem encaixados em estruturas de desligamento esquerdo tardi-tectónicas (NNE-SSO e NE-SO), serão o produto de altas taxas de diferenciação por cristalização fraccionada, de magmas originados em momentos orogénicos mais tardios (300 – 280 Ma), por fusão de materiais com composições semelhantes à do Complexo Xisto-Grauváquico. A associação deste tipo de mineralizações litiníferas a granitos tardi- a pós-D₃, encontra-se materializada em outros sistemas granítico-pegmatíticos da região. A cristalização fraccionada extrema de

fundidos com composições próximas às destes granitos, terá sido o processo responsável pela formação dos filões aplitopegmatíticos com petalite (tipo 7), espodumena (tipo 8), “lepidolite” e espodumena (tipo 9), e “lepidolite” (tipo 10).

Não se exclui a hipótese de um processo de baixo grau de fusão parcial, com subsequente cristalização fraccionada, poder originar o mesmo tipo de filões diferenciados, ricos em elementos raros. No entanto, nenhuma das composições graníticas modelizadas, define uma trajectória que permita aferir esse processo de baixas taxas de fusão parcial.



VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Figura da capa: viagem de comboio entre o Porto e o Pocinho (Abril, 2007).

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M. T., Lorenzo Álvarez, S., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L. R. & Gil Ibarguchi, J. I. (2002). Variscan and pre-Variscan tectonics. In: W. Gibbons & M. T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*, Geological Society, Londres. p. 155–183.
- Abella, P. A., Corbella, M. & Melgarejo, J. C. (1995). Nb-Ta-minerals from the Cap de Creus pegmatite field, eastern Pyrenees: distribution and geochemical trends. *Mineral. Petrol.*, 55: 53–59.
- Almeida, A. (1994). *Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogénicas dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto*. Tese de Doutoramento. Fac. Ciências, Univ. do Porto, Portugal. 305 p..
- Almeida, C. (2003). *Estudo do filão aplitopegmatítico da mina da Bajoca, Almendra. Contribuição científico-tecnológica*. Tese de Mestrado. Fac. Ciências, Univ. Porto, Portugal. 148 p..
- Anthony, J. W., Bideary R. A., Black K. W. & Nichols M. C. (1990). *Handbook of Mineralogy*, vol. 2 (1/2), Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona, EUA.
- Antunes, I. M. H. R., Neiva, A. M. R., Silva, M. M V. G. & Silva, P. B. (2010). Mineralogia dos filões aplito-pegmatíticos litiníferos da região de Segura. In: J. M. Cotelos Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F. Noronha & M. Magalhães Ramalho (Eds.), *Ciências geológicas: Ensino, investigação e a sua história*, Assoc. Port. Geólogos, vol. I (Geologia clássica), p. 3–14.
- Armstrong, J. T. (1988). Quantitative analysis of silicate and oxide minerals: a comparison of Monte Carlo, ZAF, and phi (rho Z) procedures. In: D. E. Newbury (Ed.), *Microbeam Analysis*, S. Francisco Press, EUA, p. 239–246.

- Azevedo, M., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M. & Medina, J. (2005). Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. In: R. Carosi, R. Dias, D. Iacopini & G. Rosenbaum (Eds.), *The southern Variscan belt*, J. Virtual Exp., edição electrónica, vol. 19, publicação nº. 7. (doi:10.3809/jvirtex.2005.00115)
- Bailey, J. C. (1977). Fluorine in granitic rocks and melts: a review. *Chem. Geol.*, 19: 1–42.
- Baker, D. R. & Freda, C. (1999). Ising models of undercooled binary system crystallization: comparison with experimental and pegmatite textures. *Am. Mineral.*, 84: 725–732.
- Baker, D. R. & Freda, C. (2001). Eutectic crystallization in the undercooled Orthoclase-Quartz-H₂O system: experiments and simulations. *Eur. J. Mineral.*, 13: 453–466.
- Baksi, A. J. (2006). *Guidelines for assessing the reliability of ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks*. Acedido em 15 de Maio de 2010, disponível em <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>.
- Barker, D. C. (1970). Compositions of granophyre, myrmekite and graphic granite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 3339–3350.
- Bartles, A., Holtz, F. & Linnen, R. L. (2010). Solubility of manganotantalite and manganocolumbite em pegmatitic melts. *Am. Mineral.*, 95: 537–544.
- Bau, M. (1996). Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems; evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 323–333.
- Bea, F. (1976). Anatexia inducida: petrogenesis de los granitos hespericos de tendencia alcalina. Parte I: leucogranitos del area O de Zamora y Salamanca. *Stvd. Geol.*, XI: 9–24.
- Bea, F., Fershtater, G. & Corretgé, L. G. (1992). The geochemistry of phosphorus in granite rocks and effect of aluminium. *Lithos*, 29: 43–56.
- Bea, F., Herrero, J. G. S. G., Pinto, M. S., Barrera, J. L., Bellido, F., Brandle, J. L., Corretgé, L. G. & Suárez, O. (1987). Una compilación geoquímica (elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hespérico. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza & M. D. Rodríguez Alonso (Eds.), *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda. Madrid. p. 87–193.
- Bhalla, P., Holtz, F., Linnen, R. L. & Behrens, H. (2005). Solubility of cassiterite in evolved granitic melts: effect of *T*, *f*O₂ and additional volatiles. *Lithos*, 80: 387–400.
- Bobos, I., Lima, A., Almeida, C., Vide, R. & Noronha F. (2004). Geochemistry of the lithiniferous veins of the pegmatite-aplite field of Almendra-Barca de Alva (Northern Portugal). [CD-Rom]. *Geoscience in a Changing World 2004, GSA Annual Meeting*, Denver, EUA.
- Brigatti, M. F., Lugli, C., Poppi, L., Foord, E. E. & Kile, D. E. (2000). Crystal chemical variations in Li- and Fe-rich micas from Pikes Peak Batholith (central Colorado). *Am. Mineral.*, 85: 1275–1286.

- Brown, W. L. & Parsons, I. (1994). Feldspars in igneous rocks. In: I. Parsons (Ed.), *Feldspars and their reactions*, NATO ASI series, Kluwer Academic Publishers, Holanda, série C, vol. 421, p. 449–499.
- Burghele, A. (1987). Propagation of error and choice of standard in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique. *Chem. Geol.*, 66: 17–19.
- Buriánek, D. & Novák, M. (2004). Morphological and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavičky near Velké Meziříčí, Moldanubicum, Czech Republic. *J. Czech Geol. Soc.*, 49: 81–90.
- Buriánek, D. & Novák, M. (2007). Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, 95: 148–164.
- Burns, P. C., MacDonald, D. J. & Hawthorne, F. C. (1994). The crystal chemistry of manganese-bearing elbaite. *Can. Mineral.*, 32: 31–41.
- Burt, D. M. (1989). Vector representation of tourmaline composition. *Am. Mineral.*, 74: 826–839.
- Cabral, J., Rebelo, J. A. & Ribeiro, A. (1983/1985). Neotectónica de Trás-os-Montes Oriental. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24: 193–197.
- Cameron, E. N., Jahns, R. H., McNair, A. H. & Page, I. R. (1949). Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, Monografia 2.
- Capdevila, R., Corretgé, L. G. & Floor, P. (1973). Les granitoides de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, XV (3–4): 209–228.
- Carneiro, S. (1948). *Relatório de reconhecimento dos registos de fluorite n.ºs 7 a 11 do concelho de Freixo de Espada-à-Cinta (Ano de 1948)*. Relatório interno da Circunscrição Mineira do Norte. 9 p. (não publicado).
- Carnicero, M. A. (1980–1981). Granitos anatexiticos de la zona de Lumbrals (Salamanca). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXII: 107–110.
- Carnicero, M. A. (1981). Granitoides del Centro Oeste de la Provincia de Salamanca. Clasificación y correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 45–49.
- Carnicero, M. A. (1982). Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrals (Salamanca). *Stvd. Geol.*, 17: 7–20.
- Carnicero, M. A., López-Plaza, M. & Delgado, J. C. (1987). Estudio petrologico del granito de Villavieja de Yeltes (Salamanca). *Actas e comunicações da IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular*. Porto, 1985, Fac. Ciências Univ. Porto, Memórias n.º 1, p. 21–37.
- Carrington da Costa, J. (1950). *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa. 28 p.
- Castle, R. O. & Lindsley, D. H. (1993). An exsolution silica-pump model for the origin of myrmekite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115: 58–65.

- Castro, A., Corretgé, L. G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernández, C. & Patiño Douce, A. (2000). Experimental constraints on Hercynian Anatexis in the Iberian Massif, Spain. *J. Petrol.*, 41: 1471–1488.
- Castro, A., Patiño Douce, A. E., Corretgé, L. G., de la Rosa, J. D., El-Biad, M. & El-Hmidi, H. (1999). Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35: 255–276.
- Černý, P. (1982). Anatomy and classification of granitic pegmatites. In: P. Černý (Ed.), *Granitic pegmatites in science and industry*, Mineral. Assoc. Can., Winnipeg, vol. 8, p. 1–40.
- Černý, P. (1989). Characteristics of Pegmatite Deposits of Tantalum. In: P. Möller, P. Černý & F. Saupé (Eds.), *Lanthanides, Tantalum, and Niobium*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, p. 195–239.
- Černý, P. (1991a). Rare-element granitic pegmatites. Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosci. Can.*, 18: 49–67.
- Černý, P. (1991b). Rare-element granitic pegmatites. Part II. Regional to global environments and petrogenesis. *Geosci. Can.*, 18: 68–81.
- Černý, P. (1992). Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. *Appl. Geochem.*, 7: 393–416.
- Černý, P. (1994). Evolutions of feldspars in granitic pegmatites. In: I. Parsons (Ed.), *Feldspars and their reactions*, NATO ASI series, Kluwer Academic Publishers, Holanda, série C, vol. 421, p. 501–540.
- Černý, P. (1998). Magmatic vs. metamorphic derivation of rare-element granitic pegmatites. *Krystalinikum*, 24: 7–36.
- Černý, P. (2005). REE-enriched granitic pegmatites. In: R. L. Linnen & I. M. Sampson (Eds.), *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits*, Geol. Soc. Can., Short Course Notes, St. Catharines, 17, p. 175–199.
- Černý, P. & Burt, D. M. (1984). Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. In: S. W. Bailey (Ed.), *Micas*, Rev. Mineral., Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., 13, p. 257–297.
- Černý P., Chapman, R., Ferreira, K. & Smeds, S. -A. (2004). Geochemistry of oxide minerals of Nb, Ta, Sn and Sb in the Varuträsk granitic pegmatite, Sweden: The case of an “anomalous” columbite-tantalite trend. *Am. Mineral.*, 89: 505–518.
- Černý, P. & Ercit, T. S. (1985). Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bull. Minéral.*, 108: 499–532.
- Černý, P. & Ercit, T. S. (1989). Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemistry relationships, paragenetic aspects and their economic implications. In: P. Möller, P. Černý & F. Saupé (Eds.), *Lanthanides, Tantalum, and Niobium*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, p. 27–79.

- Černý, P. & Ercit, T. S. (2005). Classification of granitic pegmatites revisited. *Can. Mineral.*, 43: 2005–2026.
- Černý, P., Ercit, T. S. & Vanstone, P. J. (1998). *Mineralogy and petrology of the Tanco rare-element pegmatite deposit, southeastern Manitoba*. Field trip Guidebook B6, Int. Miner. Assoc. 17th General Meeting, Toronto, Canadá, 74 p..
- Černý, P. & Ferguson, R. B. (1972). The Tanco Pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. Petalite and Spodumene relations. *Can. Mineral.*, 11: 660–678.
- Černý, P., Goad, B. E., Hawthorne, F. C. & Chapman, R. (1986). Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *Am. Mineral.*, 71: 501–517.
- Černý, P. & Hawthorne, F. C. (1982). Selected Peraluminous Minerals. In: P. Černý (Ed.), *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineral. Assoc. Can., Short Course Handbook, 8, p. 163 – 186.
- Černý, P., Meintzer, R. E., & Anderson, A. J. (1985). Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.*, 23: 381–421.
- Černý, P., Masau, M., Goad, B. E. & Ferreira, K. (2005). The Greer Lake leucogranite, Manitoba, and the origin of lepidolite-subtype granitic pegmatites. *Lithos*, 80: 305 – 321.
- Černý, P., Novák, M. & Chapman, R., (1992). Effects of sillimanite-grade metamorphism and shearing on Nb-Ta oxide minerals in granitic pegmatites: Marsikovo, northern Moravia, Czechoslovakia: *Can. Mineral.*, 30: 699–718.
- Cerveira, A. (1952). Relações entre os jazigos hipogénicos portugueses de ouro e de tungsténio. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10: 133–144.
- Cesare, B., Marchesi, C., Hermann, J. & Gómez-Pugnaire, M. T. (2003). Primary melt inclusions in andalusite from anatexitic graphitic metapelites: implications for the position of the Al_2SiO_5 triple point. *Geology*, 31(7): 573–576.
- Chakoumakos, B. C. & Lumpkin, G. R. (1990). Pressure–temperature constraints on the crystallization of the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico. *Can. Mineral.*, 28: 287–298.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174 (abstr.).
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83:1–26.
- Charoy, B., Chaussidon, M. & Noronha, F. (1995). Lithium zonation in white micas from the Argemela microgranite (central Portugal): an in-situ ion-, electron-microprobe and spectroscopic investigation. *Eur. J. Mineral.*, 7: 335–352.
- Charoy, B., Lhote, F., Dusauroy, Y. & Noronha, F. (1992). The crystal chemistry of spodumene in some granitic pegmatite-aplites of Northern Portugal. *Can. Mineral.*, 30: 639–651.

- Charoy, B. & Noronha, F. (1999). Rare-element (Li-rich) granitic and pegmatitic plutons: a primary or superimposed signature. *Rev. Brasileira de Geociências*, 29: 3–8.
- Charoy, B., Noronha, F. & Lima A. M. C. (2001). Spodumene-Petalite-Eucryptite: mutual relationships and alteration style in pegmatite-aplite dykes from Northern Portugal. *Can. Mineral.*, 39: 729–746.
- Corretgé, L. G. & López-Plaza, M. (1976). Geología del área granítica y metamorfa al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I. El complejo Esquisto-Grauvaquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación. *Stvd. Geol.*, XI: 121–149.
- Cotelo Neiva, J. M. (1944a). *A albitização dos feldspatos potássicos das pegmatites*. Comunicação apresentada ao Congresso Luso-Espanhol para os Progressos das Ciências de 1942, Porto, Portugal.
- Cotelo Neiva, J. M. (1944b). Greisenização e seus factores geoquímicos. *Anais da Fac. De Ciências do Porto*, XXIX (I): 5–14.
- Cotelo Neiva, J. M. (1944c). Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, XXV, 251 p.
- Cotelo Neiva, J. M. (2006). Estruturas de aplitos e pegmatitos graníticos. *Livro de Resumos do VII Cong. Nac. Geol.*, Univ. Évora, Estremoz, Portugal, vol. III, p. 1149–1155.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. (2nd edition). Longman, London. Tradução portuguesa Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa (2000), 696 p..
- Derré, C. (1982). Caractéristiques de la distribution des gisements à étain et tungstène dans l'Ouest de l'Europe. *Mineralium Dep.*, 17: 55–77.
- Derré, C., Lécalle M., Noronha, F. & Roger, G. (1982). Minéralisations a Sn-W liées aux granitoides du nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68: 191–211.
- Dias, G. (2001). Fontes de Granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). *Mem. Acad. Ciências Lisboa*, XXXIX: 121–143.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P. P. & Bertrand, J. M. (1998). U–Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45: 349–369.
- Dias, G., Noronha, F., Almeida, A., Simões, P. P., Martins, H. C. B. & Ferreira, N. (2010). Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-Varisco (NW de Portugal): síntese e inferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. In: J. M. Cotelo Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F. Noronha & M. Magalhães Ramalho (Eds.), *Ciências geológicas: Ensino, investigação e a sua história*, Assoc. Port. Geólogos, vol. I (Geologia clássica), p. 143–160.

- Dias, G., Noronha, F. & Ferreira, N. (2000). *Variscan Plutonism in the Central Iberian Zone, Northern Portugal*. Eurogranites 2000 Field Meeting Guide, Setembro 2000, Portugal. p. 1–15.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1995). The Ibero Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent?. *Tectonophysics*, 246: 113–128.
- Díez Balda, M. A., Martínez Catalán, J. R. & Ayarza Arribas, P. (1995). Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *J. Struct. Geol.*, 17: 163–182.
- Díez Balda, M. A., Vegas, R. & González Lodeiro (1990). Central Iberian Zone: structure. In: R. D. Dallmeyer & E. Martinez Garcia (Eds.). *Pre-Mesozoic geology of the Iberian Peninsula*, Springer Verlag. Berlim. p. 172–188.
- Diéz-Montes, A. & Gallastegui, G. (1992). Geología del plutón granítico de Ciperez-Garcirrey (Prov. Salamanca, España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 279–292.
- Dória, A., Charoy, B. & Noronha, F. (1989). Fluid inclusion studies in spodumene bearing pegmatite-aplite dykes of Covas de Barroso, Northern Portugal. *Resumos do X ECROFI*, Londres, p. 25.
- Ercit, T. S. (1994). The geochemistry and crystal chemistry of columbite-group minerals from granitic pegmatites, southwestern Grenville province, Canadian Shield. *Can. Mineral.*, 32: 421–438.
- Ercit, T. S. (2005). REE-enriched granitic pegmatites. In: R. L. Linnen & I. M. Sampson (Eds), *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits*. Geol. Soc. Can. Short Course Notes, St. Catharines, 17, p. 175–199.
- Ercit, T., Wise, M. A. & Černý, P. (1995). Compositional and structural systematics of the columbite group. *Am. Mineral.*, 80 (5-6): 613–619.
- Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F. G., Marquinez, J., Parra, L. M. M., Martínez Catalán, J. R., Maciá, J. G. P. & Fernandez, L. R. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía y estrutura de Galicia Central. In: *Actas e Comunicações da IX Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*. Porto, 1985, An. Fac. Cien. Univ. do Porto, Porto. Memórias n.º 1, p. 411–431.
- Fenn, P. M. (1986). On the origin of graphic granite. *Am. Mineral.*, 71: 325–330.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. & Ribeiro, M. L. (1987). Granitóides da zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza & M. D. Rodríguez Alonso (Eds.), *Geología de los Granitóides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda. Madrid. p. 37–51.
- Fletcher, W. K. (1997). Stream Sediment Geochemistry in Today's Exploration World. In: A. G. Gubins (Ed.), *Proceedings of Exploration 97*. Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration, p. 249 – 260.

- Foit Jr., F. F. & Rosenberg, P. E. (1977). Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 109–127.
- Fonseca, E. C., Soares, J., Lima, L. P. & Viegas, L. (1986). Uma aplicação da análise discriminante e da classificação probabilística em prospecção geoquímica. *Est. Notas e Trabalhos, DGGM*, 28: 87–92.
- Foord, E. E. (1982). Minerals of tin, titanium, niobium, and tantalum in granitic pegmatites. In: P. Černý (Ed.), *Granitic Pegmatites in Research and Industry*, Mineral. Assoc. Can., Short Course Handbook, 8, p. 187–238.
- Foord, E. E., Černý, P., Jackson, L. L., Sherman, D. M. & Eby, R. K. (1995). Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic Pikes Peak batholith, Colorado. *Mineral. Petrology*, 55: 1–26.
- Fransolet, A. –M. (1995). Wyllieite et Rosemaryite dans la pegmatite de Buranga, Rwanda. *Eur. J. Mineral.*, 7: 567–575.
- Fransolet, A. –M. (2007). Phosphates associations in the granitic pegmatites: the relevant significance of these accessory minerals. In: T. Martins & R. Vieira (Eds.). *Granitic Pegmatites: the state of the art, Book of Abstracts*, Dep. Geologia FCUP, Porto, Portugal, Memórias n.º 8, p. 7–8.
- Fransolet, A. –M., Keller, P. & Fontan, F. (1986). The phosphate mineral associations of the Tsaobismund pegmatite, Namibia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 502–517.
- Frimmel, H. & Frank, W. (1998). Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa. *Precamb. Res.*, 90: 1–28.
- Fuertes-Fuente, M. & Martín-Izard, A. (1994). El campo pegmatítico de Forcarey y las mineralizaciones de Sn, Ta y Nb asociadas (Pontevedra, Galicia, España). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 17: 51–63.
- Fuertes-Fuente, M. & Martín-Izard, A. (1998). The Forcarei Sur rare-element granitic pegmatite field and associated mineralization, Galicia, Spain. *Can. Mineral.*, 36: 303–325.
- Fuertes-Fuente, M., Martín-Izard, A., Boiron, M. C. & Mangas, J. (2000). Fluid evolution of rare-element and muscovite granitic pegmatites from central Galicia, NW Spain. *Mineralium Dep.*, 35: 332–345.
- Gallagher, V. (1988). Coupled substitutions in schorl-dravite tourmaline: new evidence from SE Ireland. *Mineral. Mag.*, 52(5): 637–650.
- Gallego-Garrido, M. (1992). *Las mineralizaciones de Li asociadas a magmatismo ácido en Extremadura y su encuadre en la Zona Centro-Ibérica*. Tese de Doutoramento. Univ. Complutense, Madrid, Espanha. 323 p.
- Galliski, M. A. & Černý, P. (2006). Geochemistry and structural state of columbite-group minerals from granitic pegmatites of the Pampean Ranges, Argentina. *Can. Mineral.*, 44: 645–666.

- Galliski, M. A., Marquez-Zavallá, M. F., Černý, P., Martínez, V. A. & Chapman, R. (2008). The Ta–Nb–Sn–Ti oxide-mineral paragenesis from La Viquita, a spodumene-bearing rare-element granitic pegmatite, San Luis, Argentina. *Can. Mineral.*, 46: 379–393.
- García Garzón, J. & Locutura, J. (1981). Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales - Sobradillo y Villar de Ciervos - Puerto Seguro. *Bol. Geol. Min.*, XCII(1): 68–72.
- García Sánchez, A., Martín Patino, M. T. & Saavedra, J. (1985). Pegmatitas mineralizadas con Li (Sn, Ta, etc.) en el centro-oeste de España. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9: 131–147.
- Gaspar, L. (1997). *Contribuição para o estudo das mineralizações de volfrâmio (W), estanho (Sn) e lítio (Li) do sector Barca de Alva – Escalhão*. Tese de Mestrado. Fac. Ciências, Univ. de Lisboa, Portugal. 267 p..
- Gaspar, L. M. & Inverno, C. M. C. (1998). P-enriched peraluminous leucogranites in Barca de Alva–Escalhao, NE Portugal. A multi-stage anatectic complex. *Acta Univ. Carol. Geol.*, 42: 35–40.
- Gaspar, L. M. & Inverno, C. M. C. (2000). Mineralogy and metasomatic evolution of distal stratiform scheelite skarns in the Riba de Alva Mine, Northeastern Portugal. *Econ. Geol.*, 95: 1259–1275.
- Ginsburg, A. I. (1960). Specific geochemical features of the pegmatitic process. *21st Intern. Geol. Congress Session, Norden Rept.* 17: p. 111–121.
- Ginsburg, A. I., Timofeyev, L. N. & Feldman, L. G. (1979). *Principles of geology of the granitic pegmatites*. Nedra, Moscovo. 296 p.. (em Russo).
- Goinhas, J. & Viegas, L. (1983). Província metalogenética estanífera e tungstífera Ibérica. *Est. Notas e Trab. S. F. M.*, XXV (3–4): 147–178.
- Gomes, M. E .P. (1996). *Mineralogia, petrologia, e geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre de D. Chama-Agrochão e as mineralizações associadas*. Tese de Doutoramento. Univ. de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, Portugal. 323 p..
- Gomes, M. E .P. & Neiva, A. M. R. (2000). Chemical zoning of muscovite from the Ervedosa granite, northern Portugal. *Mineral. Mag.*, 64: 347–358.
- Gomes, M. E .P. & Neiva, A. M. R. (2002). Petrogenesis of Tin-bearing granites from Ervedosa, Northern Portugal: The Importance of Magmatic Processes. *Chem. Erde.*, 62: 47–72.
- Gomes, M. E .P. & Neiva, A. M. R. (2010). Petrologia e geoquímica dos granitóides de Rebordelo-Murçós-Torre de D. Chama e implicações metalogenéticas para Sn e W. In: J. M. Cotelo Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F. Noronha & M. Magalhães Ramalho (Eds.), *Ciências geológicas: Ensino, investigação e a sua história*, Assoc. Port. Geólogos, vol. I (Geologia clássica), p. 225–235.
- Gomes, C. & Nunes, J. L. E. (1990). As paragénese correspondentes à mineralização litínifera do campo aplito-pegmatítico de Arga-Minho (Norte de Portugal). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol.*, Univ. Coimbra, 109: 131–166.

- Hanes, J. A. (1991). K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology: Methods and Applications. In: L. Heaman & J. N. Ludden (Eds.), *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*, Mineral. Assoc. Can., Short Course Handbook, vol. 19, p. 27–57.
- Hanson, S. L., Simmons, W. B., Webber, K. & Falster, A. U. (1992). Rare-earth-element mineralogy of granitic pegmatites in the Trout Creek Pass district. *Can. Mineral.*, 30: 673–686.
- Hatert, F., Keller, P., Lissner, F., Antelucci, D. & Fransolet, A. –M. (2000). First experimental evidence of alluaudite-like phosphates with high Li-content: the $(\text{Na}_{1-x}\text{Li}_x)\text{MnFe}_2(\text{PO}_4)_3$ series ($x=0$ to 1). *Eur. J. Mineral.*, 12: 847–857.
- Hatert, F., Lefèvre, P., Fransolet, A. –M., Spirlet, M. R., Rebbouh, L., Fontan, F. & Keller, P. (2005). Ferrorosemaryite, $\text{NaFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Al}(\text{PO}_4)_3$, a new phosphate mineral from the Rubindi pegmatite, Rwanda. *Eur. J. Mineral.*, 17(5): 749–759.
- Hawthorne, F. C. & Černý, P. (1982). The micas. In: P. Černý (Ed.), *Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineral. Assoc. Can., Short Course Handbook, 8, p. 63–98.
- Hawthorne, F. C. & Henry, D. J. (1999). Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.*, 11: 201–215.
- Henderson, C. M. B., Martin, J. S. & Mason, R. A. (1989). Compositional relations in Li-micas from S. W. England and France: an ion- and electron-microprobe study. *Mineral. Mag.*, 53: 427–449.
- Henry, D. J. & Dutrow, B. L. (1996). Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew, E. S., Anovitz, L. M. (Eds.), *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. Rev. Mineral., 33, p. 503–557.
- Henry, D. J., Dutrow, B. L. & Selverstone, J. (2002). Compositional asymmetry in replacement tourmaline-an example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Geol. Mat. Res.*, 4: 1–18.
- Henry, D. J. & Guidotti, C. V. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, 70: 1–15.
- Hibbard, M. J. (1979). Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1, 90: 1047–1062.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall (Ed.). New Jersey, EUA. 587p..
- Holtz, F. & Johannes, W. (1991). Effect of tourmaline on melt fraction and composition of first melts in quartzofeldspathic gneiss. *Eur. J. Mineral.*, 3: 527–536.
- Iglesias, M. & Ribeiro, A. (1981a). Zones de cisaillement ductile dans l'arc Ibéro-Armoricain. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67: 85–88.
- Iglesias, M. & Ribeiro, A. (1981b). Position stratigraphique de la formation Ollo de Sapo dans la region de Zamora (Espagne) – Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67: 141–146.

- Jahns, R. H. & Burnham, C. W. (1969): Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 64: 843–864.
- Jahns, R. H. & Tuttle, O. F. (1963). Layered pegmatite-aplite intrusives. *Mineral. Soc. Am., Special paper*, 1: 78–92.
- Jolliff, B. L., Papike, J. J. & Shearer, C. K. (1986). Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Am. Mineral.*, 71: 472–500.
- Jolliff, B. L., Papike, J. J. & Shearer, C. K. (1987). Fractionation trends in mica and tourmaline as indicators of pegmatite internal evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 519–543.
- Jolliff, B. L., Papike, J. J., & Shearer, C. K. (1992). Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1915–1939.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. E. N. (1974). *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, à escala 1:1.000.000*. Inst. Geol. y Minero. España. 113 p.
- Keller, P. (1994). The mineralogical and geochemical role of Fe-Mn-Phosphate Minerals in the evolutionary process of granitic pegmatites - New results from Namibia. *16th General Meeting Intern. Mineral. Ass.*, Pisa, p.198.
- Keller, P., Fontan, F. & Fransolet, A. –M. (1994). Intercrystalline cation partitioning between minerals of the triplite-zwieselite-magniotriplite and the triphylite-lithiophilite series in granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118: 239–248.
- Keppler, H. (1993). Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114: 479–488.
- Kile, D. E. & Foord, E. E. (1998). Micas from the Pikes Peak Batholith and its cogenetic granitic pegmatites, Colorado: optical properties, composition, and correlation with pegmatite evolution. *Can. Mineral.*, 36: 463–482.
- Koljonen, T. & Rosenberg, R. J. (1974). Rare earth elements in granitic rocks. *Lithos*, 7: 249–261.
- Koppers, A. A. P. (2002). ArArCALC – software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Comp. Geosc.*, 28: 605–619.
- Kretz, R. (1970). Variation in the composition of muscovite and albite in a pegmatite dike near Yellowknife. *Can. J. Earth Sci.*, 7(5): 1219–1235.
- Kretz, R. (1970). Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68: 277–279.
- Larsen, R. B. (2002). The distribution of rare-earth elements in K-feldspar as an indicator of petrogenetic processes in granitic pegmatites: examples from two pegmatite fields in southern Norway. *Can. Mineral.*, 40: 137–151.

- Lahti, S. I. (1987). Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Erajarvi area, southern Finland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 509–517.
- Leal Gomes, C. (1994). *Estudo estrutural e paragenético de um sistema pegmatóide granítico. O campo aplito-pegmatítico de Arga - Minho (Portugal)*. Tese de Doutoramento. Univ. do Minho, Braga, Portugal. 695 p..
- Lentz, D. R. & Fowler, A. D. (1992). A dynamic model for quartz-feldspar graphic intergrowths from granitic pegmatites in the south-western Grenville Province. *Can. Mineral.*, 30: 571–585.
- Lima, A. (2000). *Estrutura, Mineralogia e Génese dos Filões Aplitopegmatíticos com Espodumena da Região do Barroso-Alvão (Norte de Portugal)*. Tese de Doutoramento. Faculdade de Ciências, Univ. Porto (Portugal) & INPL Nancy (França). 270 p..
- Lima, A., Almeida, C. & Noronha, F. (2003a). A zonação mineralógica do filão principal da mina da Bajoca no campo aplitopegmatítico de Almendra (Nordeste de Portugal). *CD-ROM do Volume Especial do VI Congresso Nacional de Geologia*, V, p. 49–51.
- Lima, A., Almeida, C., Noronha, F. & Vide, R. (2003b). Geoquímica dos filões litiníferos no campo aplitopegmatítico de Almendra – Barca de Alva (Nordeste de Portugal). *Resumos do 7º Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, p. 43.
- Lima, A., Charoy, B., Noronha, F. & Farinha, J. (1999). Fases Minerais fosfatadas dos Aplitopegmatitos litiníferos da Região Barroso. *Actas do II Congresso Ibérico de Geoquímica*, Inst. Sup. Técnico, Lisboa, p. 263–268.
- Lima, A., Vieira, R., Martins, T., Farinha, J. A., Noronha, F. & Charoy, B. (2003c). Os filões aplitopegmatíticos litiníferos da região Barroso-Alvão (Norte de Portugal). Publicação do Dep. Ciências da Terra e do Museu Mineral. e Geologia, Univ. de Coimbra. *Memórias e Notícias*, 2 (Nova Série), p. 173–194.
- Lima, A., Vieira, R., Martins, T. & Noronha, F. (2003d). Aplicação de Geoquímica de Sedimentos de Linhas de Água na Prospeção de Filões Aplitopegmatíticos Litiníferos no Campo Aplitopegmatítico do Barroso-Alvão (Norte de Portugal). *Resumos do IV Congresso Ibérico de Geoquímica*. Universidade de Coimbra, p. 458–460.
- Lima, A., Vieira, R., Martins, T. & Noronha, F. (2010). Minerais de lítio. Exemplo dos campos aplitopegmatíticos de Barroso-Alvão e Almendra-Barca D'Alva. In: J. M. Cotelos Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F. Noronha & M. Magalhães Ramalho (Eds.), *Ciências geológicas: Ensino, investigação e a sua história*, Assoc. Port. Geólogos, vol. I (Geologia clássica), p. 89–98.
- Lima, A., Vieira, R., Martins, T., Noronha, F. & Charoy, B. (2003e). A ocorrência de petalite como fase litinífera dominante em numerosos filões do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão (N. de Portugal). *CD-ROM do Volume Especial do VI Congresso Nacional de Geologia*, V, p. 52–55

- Lima, A., Vieira, R., Martins, T., Noronha, F. & Da Silva, F. (2007). The use of geochemistry exploration to identify lithium bearing pegmatites-aplites veins in Northern Portugal. *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin*, vol 1, p. 505–508.
- Linnen, R. L. (1998). The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li + F: constrain for mineralization in rare metal granites and pegmatites. *Econ. Geol.* 93: 1013–1025.
- Linnen, R. L. & Cuney, M. (2005) Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization. In: R. L. Linnen & I. M. Samson (Eds.), *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits*, Mineral. Assoc. Can., Short Course Notes, 17, p. 45–68.
- Linnen, R. L. & Keppler, H. (1997). Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 213–227.
- Lofgren, G. E. (1974). An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *Am. J. Sci.*, 274: 243–273.
- London, D. (1984). Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *Am. Mineral.*, 69: 995–1004.
- London, D. (1985). Pegmatites of the Middletown district, Connecticut. *77th Annual Meeting, New England Intercollegiate Geological Conference, Yale University*. Connecticut Geological and Natural History Survey Guidebook, 6, p. 509–533.
- London, D. (1986). The magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Am. Mineral.*, 71: 376–395.
- London, D. (1989). Lithophile rare element concentration in silicic rocks: the alkaline trend in granitic systems. *Geol. Assoc. Can., Programa com abstracts*, 14, p. A21.
- London, D. (1992). The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, 30: 499–540.
- London, D. (1999). Melt boundary layers and the growth of pegmatitic textures. *Can. Mineral.*, 37: 826–827.
- London, D. (2005a). Geochemistry of alkali and alkaline earth elements in ore-forming granites, pegmatites, and rhyolites. In: R. L. Linnen & I. M. Sampson (Eds), *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits*. Geol. Soc. Can., Short Course Notes, St. Catharines, 17, p. 175–199.
- London, D. (2005b). Granite pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, 80: 281–303.
- London, D. (2008). *Pegmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 10. R. F. Martin (Ed.), Mineral. Assoc. Can.. Québec, Canadá. 347 p..

- London, D. & Burt, D. M. (1982a). Alteration of spodumene, montebrasite, and lithiophilite in pegmatites of the White Picacho district, Arizona. *Am. Mineral.*, 67: 97–113.
- London, D. & Burt, D. M. (1982b). Lithium aluminosilicate occurrences in pegmatites and the lithium aluminosilicate phase diagram. *Am. Mineral.*, 67: 483–493.
- London, D. & Burt, D. M. (1982c). Chemical models for lithium aluminosilicate stabilities in pegmatites and granites. *Am. Mineral.*, 67: 494–509.
- London, D. & Manning, D. A. C. (1995). Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England. *Econ. Geol.*, 90: 495–519.
- London, D., Morgan VI, G. B. & Hervig, R. L. (1989). Vapor-undersaturated experiments in the system macusanite–H₂O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102: 1–17.
- London, D., Morgan VI, G. B. & Wolf, M. B. (1996). Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Grew, E. S., Anovitz, L. M. (Eds.), *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. Rev. Mineral., 33, p. 299–330.
- López-Plaza, M. & Carnicero A. (1987). El Plutonismo Hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (Centro Oeste de España). Visión de conjunto en el contexto geológico regional. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza & M. D. Rodríguez Alonso (Eds.), *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda. Madrid. p. 53–68.
- López-Plaza, M., Carnicero, A. & Gonzalo, J. C. (1982). Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca). *Stvd. Geol. Salman.*, XVII: 89–98.
- López-Plaza, M. & Martínez-Catalán, J. R. (1987). Síntesis estructural de los granitoides Hercínicos del Macizo Hespérico. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza & M. D. Rodríguez Alonso (Eds.), *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda. Madrid. p. 195–210.
- Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotech. Forsch.*, 6: 78–92.
- Lotze, F. (1956). Über sardische Bewegung in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotect. Symp. Hans Stille*, 129–139. In: Díez Balda, M. A., Vegas, R. & González Lodeiro (1990). Central Iberian Zone: structure. In: R.D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of the Iberian Peninsula*, Springer Verlag. Berlin. p. 172–188.
- MacLellan, H. E. & Trembath, L. T. (1991). The role of quartz crystallization in the development and preservation of igneous texture in granitic rocks: Experimental evidence at 1 kbar. *Am. Mineral.*, 76: 1291–1305.

- Maijer, C. (1965). *Geological investigations in the Amarante Region (Northern Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites*. Tese de Doutoramento. Grafisch Centrum Deltro, Roterdão, Holanda. 153 p..
- Mangas, J. & Arribas, A. (1988). Evolution of hydrothermal fluids in the Feli tin deposit, western Spain. *Bull. Minéralogie*, 3: 343–358.
- Manning, D. A. C. (1982). Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineral. Mag.*, 45: 139–147.
- Martin, R. F. (1982). Quartz and feldspars. In: P. Černý (Ed.), *Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8, p. 41–62.
- Martin, R. F. & De Vito, C. (2005). The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Can. Mineral.*, 43: 2027–2048.
- Martín-Izard, A., Reguilón, R. & Palero, F. (1992). Las mineralizaciones litíferas del oeste de Salamanca y Zamora. *Estud. Geol.*, 48: 19–30.
- Martínez, F. J., Corretgé, L. G. & Suárez, O. (1990). The Central Iberian Zone (autochthonous sequences): distribution, characteristics and evolution of metamorphism. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlim. p. 207–211.
- Martínez, F. J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M. L. & Gil Ibarguchi, J. I. (1988). Structural and thermal evolution of high-grade areas in the Northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.*, 288: 969–996.
- Martins, T. (2009). *Multidisciplinary study of pegmatites and associated Li and Sn-Nb-Ta mineralisation from the Barroso-Alvão região*. Tese de Doutoramento, Univ. Porto, Portugal, 196 p..
- Masau, M., Černý, P. & Chapman, R. (2000). Exsolution of zirconian–hafnian wodginite from manganoan-tantalian cassiterite, Annie Claim #3 granitic pegmatite, southeastern Manitoba, Canada. *Can. Mineral.*, 38: 685–694.
- Mateus, A. (1995a). *Evolução tectono-térmica e potencial metalogenético do troço transmontano da Zona de Falha Manteigas-Vilarica-Bragança*. Tese de Doutoramento. Fac. de Ciências da Univ. Lisboa. Tomo 1: 195 p., Tomo 2: 994 p.
- Mateus, A. (1995b). Tectono-Thermal evolving path and metallogenetic potencial of the Manteigas-Vilarica-Bragança Northern domain, NE Portugal. *Gaia: Rev. Geoc.*, 11: 84–85.
- Matte, P. (1986). Tectonic and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329–374.
- Matte, P. & Ribeiro, A. (1975). Forme et orientation de l'ellipsoid de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. D 280*, 25: 2825–2828.

- McBirney, A. R. (1987). Constitutional zone refining of layered mafic intrusions. In: I. Parsons (Eds.), *Origins of Igneous Layering*, D. Reidel Publishing, Holanda, p. 437–452.
- McDonough, W. F. & Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120: 223–254.
- McDougall, I. & Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press, Nova Iorque, EUA. 269 p..
- Mellado, D., Álvarez Lobato, F. & Yenes, M. (2006). Estructura magnética del plutón granítico de Villavieja de Yeltes (Salamanca). *Rev. Soc. Geol. España*, 19(1-2): 43–58.
- Menéndez, L. G. (1998). *Petrología y geoquímica del batolito granítico de Nisa-Alburquerque (Alto Alentejo, Portugal; Extremadura, España)*. Tese de Doutoramento. Univ. Granada, Espanha. 223 p..
- Merino, E. (1999). Origin of agates and other supposed vesicle fillings; an overlooked reaction to produce silica gels in basalt flows. *Trans. Am. Geophys. Union (EOS)*, 80, p. 1122.
- Merritt, C. A. (1924). *The function of gels in the formation of pegmatites and of quartz and carbonate veins*. Tese de Mestrado. Univ. de Manitoba, Winnipeg, Manitoba, Canada.
- METAMERQUE (1976a). *Geologia geral da região*. Relatório apresentado perante a Circunscrição Mineira do Norte. 9 p.. (não publicado).
- METAMERQUE (1976b). *Riba D'Alva, Portugal – características geológicas da jazida*. Relatório apresentado perante a Circunscrição Mineira do Norte. 11 p.. (não publicado).
- Morgan, G. B. & London, D. (1987). Alteration of amphibolitic wall-rocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Am. Mineral.*, 72: 1097–1121.
- Morgan, G. B. & London, D. (1989). Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 MPa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102: 281–297.
- Monier, G. & Robert, J. L. (1986). Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: and experimental study in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Li}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{HF}$ at 600 °C, 2 kbar PH_2O : comparison with natural lithium micas. *Mineral. Mag.*, 50: 641–651.
- Morgan, G. B. & London, D. (1999). Crystallization of the Little Three layered pegmatite-aplite dike, Ramona District, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136: 310–330.
- Mulja, T., Williams-Jones, A. E., Martin, R. F. & Wood, S. A. (1996). Compositional variation and structural state of columbite-tantalite in rare-element granitic pegmatites of the Preissac-Lacorne batholith, Quebec, Canada. *Am. Mineral.*, 81:146-157.
- Nabelek, P. I., Russ-Nabelek, C. & Denison, J. R. (1992). The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak Leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: Petrologic and geochemical constraints. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 173–191.

- Neiva, A. M. R. (1974). Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granites, aplites and pegmatites from Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 1307–1317.
- Neiva, A. M. R. (1977). Geochemistry of the pegmatites and their minerals from central northern Portugal. *An. Fac. Ciências Porto*, LX, p. 1–28.
- Neiva, A. M. R. (1984). Geochemistry of tin-bearing granitic rocks. *Chem. Geol.*, 43: 241–256.
- Neiva, A. M. R. (1987). Geochemistry of white micas from Portuguese tin and tungsten deposits. *Chem. Geol.*, 63: 299–317.
- Neiva, A. M. R. (1995). Distribution of trace elements in feldspars of granitic aplites and pegmatites from Alijó-Sanfins, northern Portugal. *Mineral. Mag.*, 59: 35–45.
- Neiva, A. M. R. (1996). Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Can. Mineral.*, 34: 745–768.
- Neiva, A. M. R. (2002). Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 74 (1–2): 79–101.
- Neiva, A. M. R. (2008). Geochemistry of cassiterite and wolframite from tin and tungsten quartz veins in Portugal. *Ore Geol. Rev.*, 33: 221–238.
- Neiva, A. M. R., Gomes, M. E. P., Ramos, J. M. F. & Silva, P. B. (2008). Geochemistry of granitic aplite-pegmatite sills and their minerals from Arcozelo da Serra area (Gouveia, central Portugal). *Eur. J. Mineral.*, 20: 465–485.
- Neiva, A. M. R., Ramos, J. M. F., Gomes, M. E. P., Silva, M. M. V. G. & Antunes, I. M. H. R. (2001). Geoquímica de fosfatos de granitos, aplitos, pegmatitos e filões de quartzo do Norte e Centro de Portugal. *Actas do VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa / XII Semana de Geoquímica*, Faro, p. 102–104.
- Neiva, A. M. R., Ramos, J. M. F. & Teixeira, R. J. S. (2010). Petrologia e geoquímica de rochas graníticas estaníferas portuguesas. In: J. M. Cotelão Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F. Noronha & M. Magalhães Ramalho (Eds.), *Ciências geológicas: Ensino, investigação e a sua história*, Assoc. Port. Geólogos, vol. I (Geologia clássica), p. 237–248.
- Neiva, A. M. R., Silva, M. M. V. G., Gomes, M. E. P. & Campos, T. F. C. (2002). Geochemistry of coexisting biotite and muscovite of Portuguese peraluminous granitic differentiation series. *Chem. Erde*, 62: 197–215.
- Neves, J. M. C. (1960). Pegmatitos com berilo, columbite-tantalite e fosfatos da Bendada (Sabugal, Guarda). *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 50, 169 p..
- Neves, J. M. C. (1962). Pegmatitos da região da Venturinha (Penalva do Castelo, Viseu). *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 54: p. 28–44.
- Neves, L. J. (1997). Trace element content and partitioning between biotite and muscovite of granitic rocks: a study in the Viseu region (Central Portugal). *Eur. J. Mineral.*, 9: 849–857.

- Nitschke, S. H. (1999). Tungsten and Fluorine in calc-silicate rocks at Riba de Alva, northeastern Portugal. *Chron. Rech. Min.*, 535; 3–17.
- Noronha, F. (1983). *Estudo Metalogénico da área Tungstífera da Borralha*. Tese de Doutoramento. Univ. Porto, Portugal. 413 p..
- Noronha, F. (1987). *Nota sobre a ocorrência de filões com espodumena na folha de Dornelas*. Relatório interno dos Serv. Geol. Portugal (não publicado).
- Noronha, F. (1988). Mineralizações. *Geonovas*, 10: 37–54.
- Noronha, F. (2007). The Hercynian orogeny in the NW of Iberian Peninsula. In: A. Lima & E. Roda-Robles (Eds.), *Granitic Pegmatites: the state of the art, Field trip guidebook*, Dep. Geologia FCUP, Porto, Portugal, Maio 2007, Memórias n.º 9, p. 9–13.
- Noronha, F. & Charoy, B. (1991). Pegmatitos graníticos com elementos raros da região de Barroso (Norte de Portugal). *Resumos do Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Univ. de S. Paulo, Brasil, 1, p. 276–279.
- Noronha, F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, A. & Ribeiro, M. L. (1979). Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 21 (2–3): 227–237.
- Noronha, F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, A. & Ribeiro, M. L. (1981). Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Leid. Geol. Meded*, 52 (1): 87–91.
- Noronha, F. Ribeiro, M. A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H. C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R. & Vieira, R. (2006). Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (Norte de Portugal). In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & Kulberg (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora. Évora, Portugal. p. 123–138.
- Norton, J. J. & Redden, J. A. (1990). Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite, and metamorphic rocks in the southern Black Hills, South Dakota. *Am. Mineral.*, 75: 631–655.
- Novák, M., Černý P. & Uher, P. (2003). Extreme variation and apparent reversal of Nb-Ta fractionation in columbite-group minerals from the Scheibengraben beryl-columbite granitic pegmatite, Maršíkov, Czech Republic. *Eur. J. Mineral.*, 15: 565–574
- Novák, M., Selway, J. B., Černý, P., Hawthorne, F. C. & Ottolini, L. (1999). Tourmaline of the elbaite–dravite series from an elbaite-subtype pegmatite at Bližná, southern Bohemia, Czech Republic. *Eur. J. Mineral.*, 11: 557– 568.
- O'Connor, P. J., Gallagher, V. & Kennan, P. S. (1991). Genesis of lithium pegmatites from the Leinster Granite Margin, south-eastern Ireland: geochemical constraints. *Geol. J.*, 26: 295–305.
- Oen, I. S. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. y Minero*, LXXXI (2–3): 271–298.

- Oliveira, J. M. S. (1982). Orientação geoquímica com vista à escolha da metodologia a seguir na prospecção de mineralizações de estanho e volfrâmio. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68 (2): 171–178.
- Oliveira, J. M. S. & Pereira, E. (1980–1981). Geochemical and metalogenetic specialization of some Hercynian granitoids from northern Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXII: 115–120.
- Oliveira, J. M. S., Pereira, E. & Simões, M. (1982). A litogeoquímica na definição das relações entre granitóides e mineralizações de Sn-W. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68: 55–66.
- Ortega, E. & González Lodeiro, F. (1986). La discordância intra-Alcudiense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. *Breviora Geol. Astúrica*, 27: 27–32. In: Díez Balda, M. A., Vegas, R. & González Lodeiro (1990). Central Iberian Zone: structure. In: R.D. Dallmeyer & E. Martinez Garcia (Eds.). *Pre Mesozoic geology of the Iberian Peninsula*, Springer Verlag. Berlim. p. 172–188.
- Pattison, D. R. M. (1992). Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *J. Geol.*, 100: 423–446.
- Pereira, E., Ribeiro, A. & Meireles, C. (1993). Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18: 89–119.
- Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Gil-Crespo, P. & Roda, E. (2009). Multistage boron metasomatism in the Alamo Complex (Central Iberian Zone, Spain): Evidence from field relations, petrography, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tourmaline dating. *Am. Mineral.*, 94: 1468–1478.
- Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Gil-Crespo, P. & Velilla, N. (1999). Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Cáceres, Spain). *Am. Mineral.*, 84: 55–69.
- Pezzotta, F. (2001). Madagascar's rich pegmatite districts: A general classification. In: *Madagascar, extraLapis English N.º. 1*, Lápis Intl., LLC . East Hampton, EUA. p. 34–35.
- Piccoli, M. P. & Candela, P. A. (2002). Apatite in igneous systems. In: M. J. Kohn, J. Rakovan & J. M. Hughes (Eds.), *Phosphates: geochemical, geobiological, and material importance*. Min. Soc. America/ Geochm. Soc., *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 48, p. 255–292.
- Pichavant, M. (1987). Effects of B and H_2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1Kbar. *Am. Mineral.*, 72:1056–1070.
- Pinto, A. F. F. (1983). Geochronology of Portuguese granitoids: a contribution. *Stvd. Geol. Salman*, 18: 277–306.
- Pinto, A. F. F. & Sousa, M. B. (1988). Geoquímica e génese dos escarnitos da Caleira (NE Portugal). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 106: 63–153.

- Pinto, M. S., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L. G. & Portugal Ferreira, M. (1987). Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza & M. D. Rodríguez Alonso (Eds.), *Geología de los Granitóides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda. Madrid. p. 69–86.
- Pouchou, J. L. & Pichoir, F. (1985). “PAP” $\phi(pz)$ procedure for improved quantitative microanalysis. In: J. T. Armstrong (Ed.), *Microbeam Analysis*, San Francisco Press, EUA, p. 104–106.
- Raimbault, L. (1998). Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chèdeville, Massif Central, France. *Can. Mineral.*, 36(2): 563–583.
- Ramos, J. M. F. (1998). *Mineralizações de metais raros de Seixo Amarelo-Gonçalo (Guarda). Contribuição para o seu conhecimento*. Tese de Doutoramento. Univ. de Lisboa, Portugal. Partes I e II. 659 p.
- Ramos, J. M. F. & Oliveira, J. M. (1975). *Informação sobre a visita à mina de scheelite da Quinta de Riba D'Alva (Barca D'Alva)*. Relatório interno do Serv. Fom. Mineiro, Porto. 5 p.. (não publicado).
- Ramos, J. M. F., Oliveira, J. M., Viegas, L. F. S. & Simões, M. (1978). *Prospecção Geológico-Mineira na Região de Almendra–Castelo Melhor*. Relatório interno do Serv. Fom. Mineiro, Porto. 55 p.. (não publicado).
- Rebelo, J. A. (1983/1985). Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal – região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXIV: 263–267.
- Rebelo, J. A. & Romano, M. (1986). A contribution to the lithostratigraphy and paleontology of the Lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, northeast Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 72 (1-2): 45–57.
- Regêncio Macedo, C. A. & Portugal Ferreira, M. (1981). O sinclinal paleozóico de Esposende (Porto) – Sequeros (Salamanca): o troço entre Maróia e o Sátão (Portugal central). *Cuad. Geol. Ibérica Madr.*, 7: 633–634.
- Ribeiro, A. (1968). “Contrôle” estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio em Trás-os-Montes oriental. *Bol. Minas*, 5 (4): 306–307.
- Ribeiro, A. (1974). *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. Mem. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 24 (N. Série). 168 p.
- Ribeiro, A., Antunes, M., Ferreira, M., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewski, G., Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro, J. (1979). *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa. 114 p.
- Ribeiro, A. & Pereira, E. (1982). Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, 1(3): 23–31.

- Ribeiro, A & Rebelo, J. A. (1971). Estudo geológico da região de Moncorvo, em especial, do seu jazigo de ferro. *I Congresso Hispano-Luso-Americano Geol. Econ.*, Madrid, 4, p. 983-994. In: Silva, A. F. & Ribeiro, M. L. (1994). Notícia explicativa da folha 15-B – Freixo de Espada à Cinta – da carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Inst. Geol. e Mineiro. 48 p.
- Ribeiro, M. L. (2001). Notícia explicativa da carta geológica simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa. Parque Arqueológico do Vale do Côa. Vila Nova de Foz Côa. 71 p..
- Rockhold, J. R., Nabelek, P. I., & Glascock, M. D. (1987). Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: The role of boron. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 487–496.
- Roda, E. (1993). *Distribución, Características y Petrogenesis de las Pegmatitas de La Fregeneda (Salamanca)*. Tese de Doutoramento. Dep. Min. y Petrol. – UPV, Bilbao, Espanha. 199 p.
- Roda, E., Fontan, F., Pesquera, A. & Keller, P. (1998). The Fe-Mn phosphate associations from the Pinilla de Famoselle pegmatite, Zamora, Spain: occurrence of kryzhanovskite and natrodufrénite. *Eur. J. Mineral.*, 10: 55–167.
- Roda, E., Fontan, F., Pesquera, A. & Velasco, F. (1996). The phosphate mineral association of the granitic pegmatites of the Fregeneda area (Salamanca, Spain). *Mineral. Mag.*, 60: 767–778.
- Roda, E., Keller P., Pesquera A. & Fontan F. (2007a). Micas of the muscovite-lepidolite series from Karibib pegmatites, Namíbia. *Mineral. Mag.*, 71: 41–62.
- Roda, E., Mateus, S., Vieira, R., Martins, T., Vide, R. & Lima, A. (2008). Phosphate mineral associations in the Seixeira pegmatite (Bendada, Sabugal, Guarda, Portugal): preliminary results. *Resumos do IX CGPLP - IX Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Univ. Cabo-Verde, p. 39.
- Roda, E. & Pesquera, A. (2001). Estado estructural, composición y significado geológico de los feldespatos alcalinos asociados a pegmatitas de la Fregeneda (Salamanca). *Bol. Soc. Española Mineral.*, 24: 43–57.
- Roda, E., Pesquera, A., Fontan, F. & Keller, P. (2004). Phosphate mineral associations in the Cañada pegmatite (Salamanca, Spain): Paragenetic relationships, chemical compositions, and implications for pegmatite evolution. *Am. Mineral.*, 89:110–125.
- Roda, E., Pesquera, A., Gil-Crespo, P. P., Torres-Ruiz, J. & Fontan, F. (2004). Tourmaline from the rare-element Pinilla pegmatite, (Central Iberian Zone, Zamora, Spain): chemical variation and implications for pegmatitic evolution. *Mineral. Petrol.*, 81: 249–263.
- Roda, E., Pesquera, A., Gil-Crespo, P. P., Torres-Ruiz, J. & Fontan, F. (2005). Origin and internal evolution of the Li-F-Be-B-P-bearing Pinilla de Famoselle pegmatite (Central Iberian Zone, Zamora, Spain). *Am. Mineral.*, 90: 1887–1899.
- Roda, E., Pesquera, A., Gil-Crespo, P. P., Torres-Ruiz, J. & de Parseval, P. (2006). Mineralogy and geochemistry of micas from the Pinilla de Famoselle pegmatite (Zamora, Spain). *Eur. J. Mineral.*, 18: 36–377.

- Roda, E., Pesquera, A. & Velasco, F. (1995a). Micas of the muscovite-lepidolite series from the Fregeneda pegmatites (Salamanca, Spain). *Mineral. Petrol.*, 55: 145–157.
- Roda, E., Pesquera, A. & Velasco, F. (1995b). Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area, Salamanca, Spain. *Can. Mineral.*, 33: 835–848.
- Roda, E., Pesquera, A., Velasco, F. & Fontan, F. (1999). The granitic pegmatites of the Fregeneda area (Salamanca, Spain): characteristics and petrogenesis. *Mineral. Mag.*, 63 (4): 535–558.
- Roda, E., Vieira, R., Pesquera, A. & Lima, A. (2009). Mica as a recorder of pegmatite evolution: The Fregeneda-Almendra pegmatite field (Spain and Portugal). Goldschmidt Conference Abstracts, Davos, Switzerland, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 73: (13S1) A1109.
- Roda, E., Vieira, R., Lima, A., Pesquera, A., Noronha, F. & Fontan, F. (2007b). The Fregeneda-Almendra pegmatitic field (Spain & Portugal): mineral assemblages and regional zonation. In: T. Martins & R. Vieira (Eds.). *Granitic Pegmatites: the state of the art, Book of Abstracts*, Dep. Geologia FCUP, Porto, Portugal, Memórias n.º 8, p. 81–82.
- Roda, E., Vieira, R., Pesquera, A. & Lima, A. (2010). Chemical variations and significance of the phosphates from the Fregeneda-Almendra pegmatite field, Central Iberian Zone (Spain and Portugal). *Mineral. Petrol.*, 100 (1-2): 23–34.
- Rodrigues, R. (2008). *Contribuição para o conhecimento do Campo Aplitopegmatítico Seixoso-Vieiros (Baixo Tâmega). O caso de estudo do Granito da Mina do Outeiro*. Tese de Mestrado. Fac. Ciências, Univ. do Porto, Portugal. 62 p.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman. Inglaterra, Reino Unido. 352 p..
- Samson, S. D. & Alexander, E. C. (1987). Calibration of the interlaboratory ^{40}Ar – ^{39}Ar dating standard, MMhb-1. *Chem. Geol.*, 66: 27–34.
- Sánchez Muñoz, L. (1992a). Yacimientos de elementos raros generados por magmas graníticos. In: J. García Guinea & J. Matínez Frías (Eds.). *Recursos minerales de España*, Cons. Sup. Investig. Científicas, Madrid, Espanha, p. 321–358.
- Sánchez Muñoz, L. (1992b). Yacimientos de elementos raros asociados a las pegmatittas del Hercínico Iberico. In: J. García Guinea & J. Matínez Frías (Eds.). *Recursos minerals de España*, Cons. Sup. Investig. Científicas, Madrid, Espanha, p. 359–376.
- Schermerhorn, L. (1981). Framework and evolution of hercynian mineralization in the Iberian meseta. *Leid. Geol. Meded.*, 52 (1): 23–56.
- Selway, J. B., Novák, M., Černý, P. & Hawthorne, F. C. (2000). The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XIII: External tourmaline. *Can. Mineral.*, 38: 869–876.
- Shearer, C. K., Papike, J. J. & Jolliff, B. L. (1992). Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite–pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *Can. Mineral.*, 30: 785–809.

- Shearer, C. K., Papike, J. J. & Laul, J. C. (1985). Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: implications concerning pegmatite evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 49: 663–673.
- Shmakin, B. M. (1983). Geochemistry and origin of granitic pegmatites. *Geochem. Int.*, 20: 1–8.
- Silva, P. B., Neiva, A. M. R. & Farinha Ramos, J. M. (2007). Geochemistry of granitic aplite-pegmatite veins and sills and their minerals from Pega – Sabugal, Central Portugal. In: T. Martins & R. Vieira (Eds.), *Granitic Pegmatites: the state of the art*, Dep. Geologia FCUP, Porto, Portugal, Maio 2007, Memórias nº 8, p. 88–89.
- Silva, A. F. & Ribeiro, A. (1985). Thrust Tectonics of Sardinian Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 71 (2): 151–157.
- Silva, A. F. & Ribeiro, M. L. (1991). *Notícia explicativa da folha 15-A – Vila Nova de Foz Côa – da carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000*. Serv. Geol. Portugal. 52 p.
- Silva, A. F. & Ribeiro, M. L. (1994). *Notícia explicativa da folha 15-B – Freixo de Espada à Cinta – da carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000*. Inst. Geol. e Mineiro. 48 p.
- Silva, A. F., Santos, A. J., Ribeiro, A. & Ribeiro, M. L. (1990a). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 – folha 15-A – Vila Nova de Foz Côa*. Serv. Geol. Portugal.
- Silva, A. F., Santos, A. J., Ribeiro, A., Cabral, J. & Ribeiro, M. L. (1990b). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 – folha 15-B – Freixo de Espada à Cinta*. Serv. Geol. Portugal.
- Simmons, Wm. B. (2007). Gem-bearing pegmatites. In: L. A. Groat (Eds.), *Geology of Gem Deposits*, MAC Short Course, Canadá, 37, p. 169–206.
- Simmons, Wm. B., Foord, E. E., Falster, A. U. & King, V. T. (1995). Evidence for an anatectic origin of granitic pegmatites, western Maine, USA. *Abstracts of the Geol. Soc. Amer. Annual Meeting.*, Nova Orleães, EUA, 27, p. A411.
- Simmons, Wm. B., Lee, M. T. & Brewster, R. H. (1987). Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson County, Colorado. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 455–472.
- Simmons, Wm. B., Webber, K. L., Falster, A. U., Nizamoff, J. W. (2003). *Pegmatology – pegmatite mineralogy, petrology and petrogenesis*. Rubellite Press. Nova Orleães, EUA. 176 p..
- Simmons, Wm. B. & Webber, K. L. (2008). Pegmatite genesis: state of the art. *Eur. J. Mineral.*, 20: 421–438.
- Sirbescu, M.-L. & Nabelek, P. (2003). Crystallization conditions and evolution of magmatic fluids in the Harney Peak Granites and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota – evidence from fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67: 2443–2465.
- Smeds, S. -A. (1992). Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. *J. Geoch. Exploration*, 42: 351–469.

- Smith, S. R., Kelley, S. P., Tindle, A. G. & Breaks, F. W. (2005). Compositional controls on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of zoned mica from a rare-element pegmatite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 149: 613–626.
- Soares D. R. (2008). Compositional variation of tourmaline-group minerals in the Borborema pegmatite province, Northeast Brazil. *Can. Mineral.*, 46: 1097–1116.
- Sousa, M. B. (1981). Complexo Xisto-Grauváquico do Douro: os xistos cloríticos com magnetite e o seu valor estratigráfico. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67 (1): 53–55.
- Sousa, M. B. (1982). *Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico – Grupo do Douro (NE Portugal)*. Tese Doutoramento. Univ. Coimbra, Coimbra. 222 p.
- Sousa, M. B. (1983a). Litostratigrafia do CXG – Grupo do Douro (NE Portugal). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95: 3–63.
- Sousa, M. B. (1983b). Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das Formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações anteordovícicas da Zona Centro-Ibérica. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95: 65–91.
- Sowerby, J. R. & Keppler, H. (2002). The effect of fluorine, boron, and excess sodium on the critical curve in the albite–H₂O system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 32–37.
- Spilde, M. N. & Shearer, C. K. (1992). A comparison of tantalum-niobium oxide assemblages in two mineralogically distinct rare element granitic pegmatites, Black Hills, South Dakota. *Can. Mineral.*, 30: 719–737.
- Stewart, D. B. (1978). Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *Am. Mineral.*, 63: 970–980.
- Swanson, S. E. & Fenn, P. M. (1986). Quartz crystallization in igneous rocks. *Am. Mineral.*, 71: 331–342.
- Taylor, B. E., Foord, E. E. & Friedrichsen, H. (1979). Stable isotope and fluid inclusion studies of gem-bearing granitic pegmatite-aplite dikes, San Diego Co., California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 187–205.
- Taylor, B. E. & Friedrichsen, H. (1983). Light stable isotope systematics of granitic pegmatites from North America and Norway. *Isot. Geosci.*, 1: 127–167.
- Taylor, M. C. (2006). The gel model for the formation of gem-bearing pockets within granitic pegmatites, and implications for gem synthesis. *Gems and Gemology*, 42: 110–111.
- Taylor, M. C., Sheppard, J. B., Walker, J. N., Kleck, W. D. & Wise, M. A. (2002). Petrogenesis of rare-element granitic aplite–pegmatites: a new approach. *Int. Mineral. Assoc. General Meeting, programa com resumos*, 8, p. 260.
- Teixeira, C. (1955). *Notas sobre geologia de Portugal. O Complexo Xisto Grauváquico Ante-Ordovícico*. (Ed. Autor). Emp. Lit. Fluminense. Lisboa. 50 p.
- Thadeu, D. (1973). Les gisements stanno-wolframitiques du Portugal. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 79 (1): 5–30.

- Thadeu, D. (1977). Hercynian paragenetic units of the Portuguese part of the Hesperic Massif. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 20: 247–276.
- Thadeu, D. (1989). *Mineral deposits of Europe: Southwest and Eastern Europe, with Iceland - Portugal*. The Institution of Mining and Metallurgy. Mineral. Soc., Londres. p. 197–220.
- Thomas, R. & Davidson, P. (2007). The formation of granitic pegmatites from the view point of melt and fluid inclusions and new experimental work. In: T. Martins & R. Vieira (Eds.). *Granitic Pegmatites: the state of the art, Book of Abstracts*, Dep. Geologia FCUP, Porto, Portugal, Maio 2007, Memórias n.º 8, p. 13–16.
- Thomas, R., Förster, H.-J. & Heinrich, W. (2003). The behavior of boron in a peraluminous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: a melt and fluid inclusion study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 457–472.
- Thomas, R. & Veksler, I. V. (2002). Formation of granite pegmatites in the light of melt and fluid inclusion studies and new and old experimental work. In: E. Slaby, S. Ilnicki & A. Kozłowski (Eds.), *50th Anniversary of the Faculty of Geology of the Warsaw University, Mineralogical Sciences*, Mineral. Soc. of Poland, Special Papers, 20, p. 44–49.
- Thomas, R., Webster, J. D. & Davidson, P. (2006). Understanding pegmatite formation: the melt and fluid inclusion approach. In: J. D. Webster (Eds.), *Melt inclusions in plutonic rocks*, Mineral. Assoc. Can. Short Course, 36, p. 189–210.
- Thomas, R., Webster, J. D. & Heinrich, W. (2000). Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139: 394–401.
- Tindle, A. & Breaks, F. (1998). Oxide minerals of the Separation Rapids rare-element granitic pegmatite group, northwestern Ontario. *Can. Mineral.*, 36: 609–635.
- Tindle, A. & Breaks, F. (2000). Columbite-tantalite mineral chemistry from rare element granitic pegmatites: Separation Lake area, N.W. Ontario, Canada. *Mineral. Petrol.*, 70: 165–198.
- Tindle, A. G. & Webb, P. C. (1990). Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *Eur. J. Mineral.*, 2: 595–610.
- Tischendorf, G. (1977). Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: M. Stempok, L. Burnol & G. Tischendorf (Eds.), *Metallisation Associated with Acid Magmatism*, Cze. Geol. Surv., Praga, 2: 41–96.
- Tischendorf, G., Förster, H. -J., & Gottesmann, B. (2001). Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. *Mineral. Mag.*, 65: 249–276.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J., & Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineral. Mag.*, 61: 809–834.
- Torre de Assunção, C. F. (1954). Notas de mineralogia e petrologia. III Ocorrência de espodumena em Gelfa (Âncora). *Bol. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciências Lisboa*, 7ª série, 22: 29–32.

- Tóth, E., Weiszbürg, T. G., Jeffries, T. & Williams, C. T. (2010). Submicroscopic accessory minerals overprinting clay mineral REE patterns (celadonite–glaucophane group examples). *Chem. Geol.*, 269: 312–328.
- Tribe, I. R. & D'Lemos, R. S. (1996). Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *J. Geol. Soc. London*, 153: 127–138.
- Trueman, D. L. & Černý, P. (1982). Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: P. Černý (Eds.), *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8, p. 463–494.
- Tuttle, O. F. & Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 153 p.
- Ugidos, J. M. (1987). Asimilación en los granitos Hercínicos: aspectos básicos e implicaciones. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López-Plaza & M. D. Rodríguez Alonso (Eds.), *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola*, Editorial Rueda. Madrid, p. 315–320.
- Valle Aguado, B., Arenas, R. & Martínez-Catalán, J. R. (1993). Evolución metamórfica Hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Comun. Inst. Geol. Min. Portugal*, 79: 41–61.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M. R., Schaltegger, U., Martínez-Catalán, J. R. & Nolan, J. (2005). U–Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos*, 82: 169–184.
- van Lichtervelde, M. (2006). *Métallogénie du tantale: application aux différents styles de minéralisations en tantale dans la pegmatite de Tanco, Manitoba, Canada*. Tese de Doutorado. Univ. Toulouse III - Paul Sabatier, França. 249 p.
- van Lichtervelde, M., Grégoire, M., Linnen R., Béziat, D. & Salvi, S. (2008). Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 155: 791–806.
- Veksler, I. V. (2004). Element enrichment and fractionation by magmatic aqueous fluids: experimental constraints on melt-fluid immiscibility and element partitioning. In: R. L. Linnen and I. M. Samson, (Eds.), *Rare Element Geochemistry and Ore Deposits*, Geol. Assoc. Can., Short Course Notes, 17, p. 103–129.
- Veksler, I. V. & Thomas, R. (2002). An experimental study of B-,P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 673–683.
- Vernon, R. H. (2004). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Reino Unido, 549 p.
- Viegas, L. (1983). *Recursos minerais de volfrâmio e estanho na região de Freixo-Escalhão*. Relatório interno do Serv. Fom. Min., Porto. 45 p.. (não publicado).

- Viegas, L., Lima, L.P., Soares, J. & Fonseca, E. C. (1983-85). Aplicação da análise estatística multi-variada ao estudo de amostras de sedimentos na região de Escalhão- Barca D'Alva (NE de Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXIV: 161–169.
- Viegas, L., Ramos, F. & Sousa, B. (1979). Um exemplo de prospecção geológica (skarns de Tabuaço-Douro). Relatório interno S. F. M. *Bol. Minas*, 16 (3–4).
- Vieira, R. & Lima, A. (2005a). The rare element (Li-rich) pegmatite-aplite veins of the Almendra – Souto region. (Vila Nova de Foz-Côa and Penedono - NE Portugal). *Abstracts of the international meeting, crystallization processes in granitic pegmatites: petrologic, mineralogic and geochemical aspects*, Elba, Itália, p. 48–49.
- Vieira, R. & Lima, A. (2005b). Relação geoquímica entre os aplitopegmatitos da região de Almendra – Souto e os granitos envolventes (NE de Portugal). *Livro de actas da XIV Semana de Geoquímica & VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, vol. I, p. 189–193.
- Vieira, R. & Lima, A. (2007). Locality No. 3, Bajoca Mine, Almendra, Portugal. In: A. Lima & E. Roda-Robles (Eds.), *Granitic Pegmatites: the state of the art, Field trip guidebook*, Dep. Geologia FCUP, Porto, Portugal, Maio 2007, Memórias n.º 9, p. 39–43.
- Vieira R., Lima A., Roda E. & Martins T. (2007a). Lithium-bearing pegmatite resources at Fregeneda-Almendra pegmatitic field (Spain & Portugal). *Goldschmidt Conference Abstracts, Geochim. Cosmochim. Acta*, 71(15–1): A1066.
- Vieira, R., Lima, A. & Roda, E. (2008). Aplitepegmatitos litiníferos do sector Almendra-Barca D'Alva (NE Portugal): Controlo estrutural e metamórfico. *Resumos da 8ª Conferência Anual do GGET*, Dep. Geol. FCUP, Memórias n.º 13, p. 52–56.
- Vieira, R., Silva, F. & Lima, A. (2007b). Lithium Pegmatites Exploration in eastern Portugal using Statistical and Geoestatistical Analysis. *Resumos do 23º International Applied Geochemistry Symposium (IAGS 2007)*, Oviedo, Espanha, p. 63.
- Vieira, R., Lima, A., Roda, E., & Pesquera, A. (2007c). Mica-geochemistry from Fregeneda (Spain) – Almendra (Portugal) Pegmatitic Field Veins: preliminary data. *Resumos da XV Semana de Geoquímica e VI Congresso Ibérico de Geoquímica*, Univ. de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD), p. 57–60.
- Vieira, R., Roda, E., Pesquera, A. & Lima, A. (2010). Chemical variation and significance of micas from the Fregeneda-Almendra pegmatitic field (Central Iberian Zone, Spain and Portugal). *Am. Mineral.*, em publicação.
- Walker, R. J., Hanson, G. N. & Papike, J. J. (1989). Trace element constraints on pegmatite genesis: Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 290–300.

- Webber, K. L., Falster, A. U., Simmons, W. B. & Foord, E. E. (1997). The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in pegmatite-aplite dikes. *J. Petrol.*, 38: 1777–1791.
- Webber, K. L. & Simmons, Wm. B. (2007). Crystallization dynamics. In: T. Martins & R. Vieira (Eds.). *Granitic Pegmatites: the state of the art, Book of Abstracts*, Dep. Geologia FCUP, Porto, Portugal, Maio 2007, Memórias n.º 8, p. 17–19.
- Webber, K. L., Simmons, Wm. B., Falster, A. U. (2005). Rapid Conductive Cooling of Sheet-Like Pegmatites. Crystallization Processes in Granitic Pegmatites, International Meeting, Elba Island, Italy. MSA web site, http://www.minsocam.org/MSA/Special/Pig/PIG_articles/
- Webber, K. L., Simmons, Wm. B., Falster, A. U., Foord, E. E. (1999). Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. *Am. Mineral.*, 84: 708–717.
- Wise, M. A. (1995). Trace element chemistry of lithium-rich micas from rare-element granitic pegmatites. *Mineral. Petrol.*, 55: 203–215.
- Wise, M. A. (1999). Characterization and classification of NYF-type pegmatites. *Can. Mineral.*, 37: 802–803.
- White, S. (1975). Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50: 287–304.
- Wolf, M. B. & London, D. (1997). Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130: 12–30.
- Zagorsky, V. Ye., Makagon, V. M. & Shmakin, B. M. (1999). The systematics of granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, 37, 800–802.



ANEXOS

Figura da capa: azulejaria portuguesa, estação de Barca D'Alva, Portugal.

ANEXO A. RESULTADOS DE GEOQUÍMICA MINERAL

Anexo A. 1. Micas – Microsonda Electrónica. Dados adicionais da composição química de moscovite e moscovite-litínífera, dos filões do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com o definido no capítulo IV. (Ms – moscovite; MsLi – moscovite-litínífera; n.a. – não analisado * - calculado: $\text{Li}_2\text{O} = 0,5387\text{F} - 0,1205$; † - calculado).

Tipo	1	1	1	1	1	1	4	4	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
wt%																	
SiO ₂	45,22	45,97	45,01	44,97	45,03	45,11	46,06	46,42	44,68	43,93	43,67	44,15	44,20	44,13	45,54	46,46	46,84
TiO ₂	1,28	0,97	0,21	0,22	0,21	0,22	0,08	0,00	0,14	0,04	0,00	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	34,01	34,00	34,93	35,09	35,32	35,90	36,87	37,44	36,96	36,16	35,97	36,62	37,04	36,55	33,95	33,74	34,72
FeO	1,64	1,76	2,06	2,08	1,68	2,03	1,53	0,04	0,60	0,66	0,92	0,69	0,55	0,68	1,49	1,29	1,28
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07	0,05	0,07	0,13	0,07	0,05	0,00	0,17
MgO	0,95	0,94	0,53	0,51	0,36	0,37	0,38	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,33	0,21
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,12	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,13	0,08	0,01
Li ₂ O*	0,18	0,25	0,17	0,18	0,18	0,09	0,19	0,00	0,00	0,12	0,13	0,23	0,20	0,14	0,16	0,08	0,26
Na ₂ O	0,73	0,53	0,75	0,77	0,82	0,73	0,96	0,30	0,29	0,37	0,47	0,45	0,68	0,45	0,63	0,48	0,43
K ₂ O	9,99	9,81	9,76	9,62	9,89	9,90	9,45	10,60	10,59	10,07	10,23	10,27	9,58	10,15	9,99	10,50	10,59
BaO	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,00	0,00
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,56	0,65	0,65	0,59	0,58	0,00	0,14	0,05
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,43	0,46	0,38	0,39	0,38	0,00	0,00	0,09
F	0,57	0,69	0,54	0,56	0,56	0,39	0,57	0,00	0,00	0,45	0,47	0,65	0,60	0,44	0,53	0,38	0,71
O=F	0,24	0,29	0,23	0,24	0,23	0,16	0,24	0,00	0,00	0,19	0,20	0,27	0,25	0,18	0,22	0,16	0,30
H ₂ O [†]	4,17	4,13	4,16	4,15	4,16	4,27	4,28	4,53	4,44	4,14	4,12	4,10	4,13	4,18	4,11	4,23	4,14
Total	98,50	98,95	97,89	97,95	98,06	98,85	100,32	99,39	98,52	96,80	97,05	98,12	97,85	97,67	96,52	97,60	99,12
24 (O, OH, F)																	
Si	6,114	6,177	6,116	6,104	6,104	6,071	6,078	6,145	6,039	6,049	6,028	6,011	6,006	6,027	6,262	6,323	6,272
^{IV} Al	1,886	1,823	1,884	1,896	1,896	1,929	1,922	1,855	1,961	1,951	1,972	1,989	1,994	1,973	1,738	1,677	1,728
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,533	3,561	3,710	3,717	3,747	3,765	3,812	3,986	3,928	3,919	3,879	3,886	3,938	3,910	3,763	3,736	3,751
Ti	0,130	0,098	0,022	0,022	0,021	0,023	0,008	0,000	0,014	0,004	0,000	0,010	0,000	0,006	0,000	0,000	0,002
Fe ²⁺	0,185	0,198	0,234	0,236	0,190	0,228	0,169	0,004	0,068	0,076	0,106	0,079	0,063	0,078	0,172	0,147	0,144
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,006	0,008	0,006	0,008	0,015	0,009	0,005	0,000	0,019
Mg	0,192	0,189	0,108	0,104	0,072	0,075	0,074	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,067	0,041
Li	0,100	0,137	0,094	0,100	0,097	0,047	0,098	0,000	0,000	0,068	0,075	0,126	0,111	0,076	0,090	0,046	0,140
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000
(Y)	4,140	4,182	4,168	4,179	4,139	4,138	4,173	4,001	4,016	4,074	4,076	4,109	4,126	4,080	4,051	4,000	4,095
Ca	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,001	0,003	0,005	0,001	0,004	0,019	0,012	0,001
Na	0,192	0,137	0,197	0,202	0,216	0,190	0,247	0,076	0,077	0,099	0,125	0,120	0,178	0,120	0,167	0,126	0,111
K	1,723	1,682	1,692	1,666	1,710	1,700	1,591	1,790	1,826	1,769	1,801	1,783	1,661	1,768	1,753	1,824	1,810
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,049	0,058	0,057	0,051	0,051	0,000	0,012	0,005
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,025	0,027	0,022	0,023	0,022	0,000	0,000	0,005
(X)	1,915	1,819	1,889	1,872	1,927	1,890	1,837	1,867	1,966	1,943	2,014	1,986	1,914	1,965	1,939	1,975	1,926
F	0,242	0,295	0,233	0,242	0,238	0,164	0,237	0,000	0,000	0,196	0,207	0,280	0,258	0,188	0,229	0,163	0,299
OH	3,758	3,705	3,767	3,758	3,762	3,836	3,764	4,000	4,000	3,803	3,793	3,720	3,742	3,812	3,770	3,837	3,701
wt%																	
SiO ₂	45,34	46,67	46,50	46,09	45,48	46,12	46,49	45,66	45,60	45,77	47,50	45,74	45,90	46,80	46,35	45,33	45,38
TiO ₂	0,13	0,01	0,37	0,00	0,19	0,19	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12	0,08	0,12	0,15	0,06
Al ₂ O ₃	35,31	35,05	35,54	34,85	35,41	35,09	34,25	33,75	35,70	34,96	32,38	34,89	37,13	39,11	37,12	36,71	36,49
FeO	1,28	1,81	1,35	1,93	1,01	1,02	1,79	2,17	1,41	1,25	1,55	1,58	0,94	0,60	1,17	0,70	0,73

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	7	7	7	7	7	7
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
MnO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,10	0,12	0,00	0,00	0,05	0,04	0,10	0,02	0,00
MgO	0,12	0,14	0,17	0,15	0,03	0,28	0,14	0,23	0,14	0,13	0,53	0,14	0,04	0,09	0,13	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,17	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,06	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,20	0,11	0,00	0,17	0,01
CaO	0,08	0,10	0,02	0,06	0,03	0,06	0,02	0,06	0,00	0,06	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,08	0,08
Li ₂ O*	0,45	0,44	0,03	0,22	0,08	0,00	0,07	0,22	0,07	0,26	0,11	0,22	0,10	0,08	0,19	0,19	0,11	0,31
Na ₂ O	0,36	0,55	0,51	0,52	0,40	0,24	0,58	0,49	0,34	0,45	0,19	0,45	0,56	0,38	0,38	0,69	0,69	0,94
K ₂ O	10,77	10,24	10,26	10,38	10,69	10,84	10,10	10,11	10,68	10,58	10,17	10,39	10,51	9,05	8,65	10,32	10,22	9,75
BaO	0,00	0,18	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,13	0,00	0,03	0,08	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,10	0,10	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,02	0,13	0,10	0,11	0,35	0,01	0,01	0,09	0,11	0,09
Cs ₂ O	0,04	0,00	0,09	0,00	0,05	0,07	0,02	0,04	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F	1,05	1,04	0,28	0,63	0,38	0,23	0,35	0,63	0,35	0,71	0,43	0,63	0,42	0,37	0,58	0,58	0,43	0,80
O=F	0,44	0,44	0,12	0,26	0,16	0,10	0,15	0,26	0,15	0,30	0,18	0,26	0,18	0,16	0,24	0,24	0,18	0,34
H ₂ O [†]	3,94	4,01	4,36	4,16	4,24	4,34	4,27	4,08	4,28	4,10	4,20	4,13	4,33	4,46	4,26	4,20	4,26	4,11
Total	98,69	99,91	99,35	98,95	97,92	98,48	98,28	97,32	98,67	98,24	97,27	98,20	100,22	101,15	98,96	98,86	98,57	99,01
24 (O, OH, F)																		
Si	6,123	6,215	6,204	6,206	6,168	6,219	6,280	6,254	6,150	6,196	6,473	6,198	6,082	6,056	6,139	6,075	6,100	6,061
^{IV} Al	1,877	1,785	1,796	1,794	1,832	1,781	1,720	1,746	1,850	1,804	1,527	1,802	1,918	1,944	1,861	1,925	1,900	1,939
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,743	3,716	3,792	3,736	3,828	3,796	3,732	3,701	3,825	3,774	3,674	3,771	3,880	4,021	3,933	3,873	3,882	3,878
Ti	0,013	0,001	0,037	0,000	0,020	0,019	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,012	0,008	0,012	0,015	0,006	0,000
Fe ²⁺	0,144	0,201	0,150	0,218	0,115	0,115	0,202	0,248	0,159	0,142	0,177	0,178	0,104	0,064	0,130	0,078	0,082	0,101
Mn	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,012	0,000	0,003	0,000	0,012	0,014	0,000	0,000	0,005	0,004	0,012	0,003	0,000
Mg	0,024	0,028	0,034	0,031	0,007	0,056	0,029	0,048	0,028	0,026	0,107	0,029	0,008	0,017	0,025	0,000	0,000	0,000
Li	0,242	0,237	0,016	0,117	0,046	0,001	0,038	0,119	0,038	0,141	0,061	0,118	0,056	0,041	0,101	0,103	0,060	0,167
Zn	0,017	0,000	0,000	0,004	0,008	0,000	0,006	0,000	0,007	0,004	0,000	0,000	0,000	0,019	0,011	0,000	0,017	0,001
(Y)	4,183	4,184	4,029	4,114	4,023	3,999	4,035	4,119	4,057	4,099	4,033	4,099	4,060	4,177	4,216	4,082	4,050	4,147
Ca	0,012	0,014	0,003	0,008	0,005	0,009	0,003	0,008	0,001	0,008	0,008	0,005	0,000	0,000	0,002	0,004	0,012	0,012
Na	0,095	0,141	0,133	0,136	0,104	0,063	0,153	0,130	0,090	0,117	0,049	0,119	0,143	0,096	0,098	0,178	0,179	0,244
K	1,855	1,739	1,746	1,783	1,849	1,865	1,741	1,767	1,838	1,827	1,768	1,797	1,777	1,494	1,462	1,765	1,752	1,660
Rb	0,009	0,009	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,010	0,001	0,012	0,009	0,010	0,030	0,001	0,001	0,008	0,009	0,008
Cs	0,002	0,000	0,005	0,000	0,003	0,004	0,001	0,003	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
(X)	1,973	1,903	1,886	1,934	1,961	1,941	1,898	1,918	1,930	1,964	1,841	1,930	1,950	1,591	1,563	1,956	1,953	1,924
F	0,449	0,440	0,117	0,267	0,163	0,098	0,150	0,271	0,150	0,302	0,185	0,269	0,175	0,152	0,241	0,245	0,182	0,338
OH	3,551	3,560	3,883	3,734	3,837	3,902	3,849	3,729	3,850	3,698	3,815	3,731	3,825	3,848	3,759	3,755	3,818	3,662
wt%																		
SiO ₂	44,80	44,36	44,64	45,32	44,92	44,61	44,97	45,01	45,60	46,32	45,97	45,49	45,42	44,30	44,88	46,19	44,86	44,92
TiO ₂	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,14	0,08	0,30	0,10	0,00	0,04	0,03	0,09	0,00	0,00	0,01	0,20
Al ₂ O ₃	37,28	36,96	36,94	36,69	36,59	36,50	36,55	36,96	36,76	37,33	37,35	36,93	37,48	37,34	37,61	36,05	37,42	36,71
FeO	0,61	0,82	0,70	1,00	0,98	1,14	1,01	0,85	1,02	0,42	0,33	0,43	0,70	0,83	0,70	1,09	0,67	1,31
MnO	0,00	0,00	0,04	0,04	0,06	0,00	0,00	0,03	0,09	0,04	0,06	0,00	0,09	0,20	0,01	0,04	0,00	0,13
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00
ZnO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,20	0,16	0,00	0,14	0,15	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
CaO	0,05	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,08	0,03	0,00
Li ₂ O*	0,39	0,11	0,10	0,04	0,15	0,18	0,35	0,00	0,18	0,00	0,00	0,11	0,17	0,15	0,16	0,00	0,00	0,22
Na ₂ O	0,91	0,57	0,49	0,56	0,64	0,55	0,66	0,63	0,54	0,07	0,12	0,17	0,12	0,51	0,57	0,49	0,67	0,48
K ₂ O	9,76	10,54	10,39	10,28	10,25	10,36	10,02	9,92	10,42	10,32	10,74	10,71	10,71	10,66	10,40	9,88	10,33	10,56
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
Rb ₂ O	0,15	0,16	0,22	0,26	0,29	0,19	0,29	0,18	0,22	0,00	0,04	0,00	0,00	0,30	0,18	0,21	0,18	0,10
Cs ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00
F	0,95	0,43	0,40	0,30	0,50	0,55	0,87	0,08	0,55	0,00	0,00	0,43	0,53	0,50	0,53	0,00	0,15	0,63
O=F	0,40	0,18	0,17	0,13	0,21	0,23	0,37	0,03	0,23	0,00	0,00	0,18	0,22	0,21	0,22	0,00	0,06	0,26
H ₂ O [†]	4,03	4,22	4,24	4,32	4,20	4,17	4,04	4,42	4,24	4,52	4,51	4,27	4,25	4,21	4,23	4,48	4,39	4,17
Total	98,89	98,05	97,98	98,73	98,38	98,12	98,56	98,28	99,89	99,31	99,13	98,61	99,53	98,89	99,06	98,75	98,72	99,16
24 (O, OH, F)																		
Si	5,992	6,012	6,041	6,091	6,065	6,044	6,052	6,063	6,069	6,140	6,119	6,101	6,047	5,968	6,004	6,187	6,025	6,029
^{IV} Al	2,008	1,988	1,959	1,909	1,935	1,956	1,948	1,937	1,931	1,860	1,881	1,899	1,953	2,032	1,996	1,813	1,975	1,971
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,870	3,916	3,933	3,903	3,887	3,872	3,850	3,931	3,835	3,973	3,978	3,939	3,928	3,896	3,935	3,878	3,948	3,836
Ti	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,015	0,008	0,030	0,010	0,000	0,004	0,003	0,009	0,000	0,000	0,001	0,020
Fe ²⁺	0,068	0,093	0,079	0,112	0,111	0,129	0,114	0,096	0,113	0,047	0,037	0,049	0,078	0,093	0,078	0,122	0,076	0,147
Mn	0,000	0,000	0,004	0,005	0,007	0,000	0,000	0,004	0,011	0,005	0,007	0,000	0,011	0,023	0,001	0,004	0,000	0,015
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000
Li	0,211	0,059	0,052	0,023	0,081	0,096	0,190	0,000	0,095	0,000	0,000	0,060	0,089	0,082	0,089	0,000	0,000	0,118
Zn	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,020	0,016	0,000	0,014	0,014	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
(Y)	4,184	4,068	4,068	4,043	4,086	4,105	4,168	4,043	4,103	4,050	4,021	4,066	4,122	4,103	4,105	4,037	4,026	4,135
Ca	0,008	0,005	0,000	0,007	0,000	0,000	0,003	0,008	0,000	0,002	0,002	0,000	0,004	0,002	0,000	0,011	0,004	0,000
Na	0,236	0,150	0,128	0,145	0,167	0,144	0,172	0,165	0,138	0,017	0,030	0,044	0,031	0,132	0,147	0,128	0,175	0,126
K	1,666	1,821	1,794	1,762	1,765	1,791	1,720	1,705	1,769	1,745	1,824	1,832	1,820	1,832	1,775	1,688	1,770	1,807
Rb	0,013	0,014	0,019	0,023	0,025	0,017	0,025	0,015	0,019	0,000	0,003	0,000	0,000	0,026	0,015	0,018	0,016	0,008
Cs	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000
(X)	1,922	1,992	1,941	1,937	1,957	1,954	1,920	1,896	1,926	1,765	1,860	1,881	1,859	1,992	1,938	1,850	1,968	1,942
F	0,403	0,182	0,172	0,128	0,214	0,236	0,372	0,032	0,232	0,000	0,000	0,183	0,224	0,215	0,224	0,000	0,064	0,267
OH	3,598	3,817	3,828	3,872	3,786	3,764	3,628	3,968	3,767	4,000	4,000	3,817	3,776	3,786	3,776	4,000	3,936	3,733

Tipo	7	7	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
wt%																		
SiO ₂	45,27	45,14	44,83	44,95	44,56	44,45	45,18	45,24	45,73	45,20	45,85	47,08	43,84	44,87	44,98	45,79	45,64	46,00
TiO ₂	0,00	0,05	0,14	0,23	0,02	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,39	0,35	0,60	0,18
Al ₂ O ₃	36,87	37,18	37,20	36,75	37,27	37,18	36,37	36,56	36,58	37,41	34,82	33,08	36,86	37,44	31,87	30,56	31,31	35,44
FeO	1,23	1,27	1,17	1,19	1,22	0,95	1,29	0,98	1,14	0,53	0,81	1,81	0,66	0,48	2,16	2,18	2,17	1,03
MnO	0,06	0,27	0,18	0,11	0,10	0,07	0,07	0,11	0,07	0,07	0,10	0,15	0,07	0,00	0,06	0,08	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,14	0,25	0,16	0,07	1,26	1,71	1,62	0,27
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,16	0,00	0,09
CaO	0,05	0,06	0,06	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01
Li ₂ O*	0,42	0,08	0,02	0,23	0,00	0,19	0,26	0,10	0,22	0,00	0,33	0,90	0,05	0,00	0,37	0,36	0,07	0,00
Na ₂ O	0,69	0,54	0,60	0,51	0,49	0,51	0,56	0,54	0,80	0,56	0,45	0,25	0,45	0,75	0,34	0,26	0,27	0,46
K ₂ O	10,21	9,96	10,21	10,13	10,72	10,37	10,53	10,21	9,86	9,64	10,15	10,18	10,24	10,08	10,74	10,75	10,40	10,29
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,07	0,00	0,20	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,01	0,12	0,11	0,26	0,19	0,26	0,21	0,26	0,24	0,12	0,16	0,16	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,11	0,09	0,09	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,02	0,00
F	1,00	0,38	0,25	0,65	0,23	0,58	0,70	0,40	0,63	0,22	0,84	1,89	0,33	0,23	0,92	0,89	0,35	0,20
O=F	0,42	0,16	0,11	0,27	0,10	0,24	0,30	0,17	0,26	0,09	0,35	0,80	0,14	0,10	0,39	0,38	0,15	0,08
H ₂ O [†]	4,02	4,31	4,35	4,16	4,35	4,17	4,13	4,26	4,19	4,36	4,02	3,56	4,23	4,35	3,89	3,90	4,16	4,36
Total	99,41	99,19	99,00	99,18	99,15	98,63	99,07	98,49	99,27	98,23	97,39	98,75	96,96	98,18	96,69	96,64	96,48	98,41
24 (O, OH, F)																		
Si	6,041	6,036	6,014	6,032	5,995	5,994	6,072	6,093	6,105	6,064	6,229	6,339	5,995	6,034	6,241	6,354	6,323	6,196

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	7	7	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
^{IV} Al	1,959	1,964	1,986	1,968	2,005	2,006	1,928	1,907	1,895	1,936	1,771	1,661	2,005	1,966	1,759	1,646	1,677	1,804
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,838	3,896	3,896	3,843	3,903	3,902	3,833	3,897	3,860	3,979	3,804	3,589	3,935	3,968	3,451	3,352	3,434	3,822
Ti	0,000	0,005	0,015	0,023	0,002	0,004	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,040	0,036	0,062	0,019
Fe ²⁺	0,137	0,142	0,131	0,133	0,138	0,107	0,145	0,111	0,127	0,059	0,092	0,204	0,076	0,054	0,251	0,253	0,251	0,116
Mn	0,007	0,031	0,020	0,013	0,012	0,008	0,008	0,013	0,008	0,007	0,012	0,017	0,008	0,000	0,007	0,009	0,003	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,029	0,050	0,033	0,014	0,261	0,353	0,334	0,054
Li	0,224	0,045	0,008	0,124	0,001	0,104	0,139	0,053	0,117	0,000	0,181	0,486	0,030	0,002	0,208	0,201	0,038	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,009
(Y)	4,206	4,118	4,070	4,153	4,055	4,125	4,126	4,073	4,117	4,065	4,118	4,350	4,085	4,038	4,219	4,221	4,123	4,019
Ca	0,008	0,009	0,009	0,001	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000	0,008	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001
Na	0,178	0,140	0,156	0,132	0,129	0,133	0,146	0,140	0,208	0,145	0,118	0,066	0,120	0,196	0,092	0,069	0,072	0,121
K	1,738	1,699	1,747	1,734	1,839	1,783	1,806	1,754	1,679	1,650	1,759	1,749	1,786	1,729	1,901	1,904	1,838	1,768
Rb	0,001	0,010	0,009	0,022	0,016	0,023	0,018	0,023	0,020	0,011	0,014	0,013	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015
Cs	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	0,005	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000
(X)	1,925	1,858	1,921	1,896	1,990	1,946	1,976	1,916	1,909	1,813	1,901	1,828	1,922	1,925	1,998	1,976	1,911	1,905
F	0,422	0,160	0,107	0,276	0,096	0,246	0,299	0,172	0,265	0,095	0,360	0,805	0,141	0,098	0,402	0,392	0,153	0,086
OH	3,578	3,840	3,893	3,724	3,903	3,753	3,702	3,827	3,735	3,905	3,640	3,196	3,859	3,902	3,598	3,609	3,847	3,914

Tipo	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
wt%																		
SiO ₂	46,54	44,94	45,25	44,86	44,72	44,71	45,16	45,06	44,09	45,37	45,40	45,21	45,33	45,29	45,15	45,07	44,90	45,13
TiO ₂	0,15	0,12	0,00	0,00	0,01	0,10	0,07	0,04	0,24	0,00	0,00	0,09	0,00	0,15	0,05	0,04	0,00	0,10
Al ₂ O ₃	34,16	36,11	37,00	36,76	37,22	35,30	34,80	35,41	35,57	35,82	35,88	35,35	35,75	36,72	36,75	36,31	36,76	37,18
FeO	1,14	0,61	0,46	0,20	0,49	1,49	1,40	1,48	1,16	1,07	1,54	1,26	1,29	1,24	1,31	1,16	1,22	1,03
MnO	0,06	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,13	0,12	0,00	0,00	0,00	0,11	0,12	0,06	0,17	0,13	0,01	0,13
MgO	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,10	0,12	0,00	0,10	0,05	0,16	0,17	0,12	0,22	0,06	0,21	0,00	0,05	0,07	0,00	0,08	0,24
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00
Li ₂ O*	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,12	0,00	0,18	0,00	0,35	0,28	0,20	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	0,12
Na ₂ O	0,39	0,60	0,51	0,45	0,45	0,53	0,39	0,40	0,45	0,46	0,52	0,50	0,42	0,74	0,78	0,73	0,68	0,64
K ₂ O	10,55	10,00	10,53	10,39	10,65	10,30	10,52	10,44	10,31	10,47	10,16	10,35	10,39	10,09	10,21	9,98	9,94	10,11
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,23	0,21	0,17	0,18	0,17	0,20	0,26	0,16	0,15	0,16	0,23	0,21	0,15
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00	0,09	0,10	0,00	0,02	0,10	0,05	0,07
F	0,15	0,13	0,25	0,28	0,08	0,45	0,05	0,55	0,10	0,87	0,75	0,60	0,10	0,40	0,08	0,00	0,13	0,45
O=F	0,06	0,05	0,11	0,12	0,03	0,19	0,02	0,23	0,04	0,37	0,31	0,25	0,04	0,17	0,03	0,00	0,05	0,19
H ₂ O [†]	4,35	4,34	4,34	4,28	4,41	4,17	4,35	4,15	4,30	4,03	4,09	4,13	4,37	4,29	4,43	4,43	4,38	4,27
Total	97,82	96,93	98,53	97,18	98,13	97,27	97,29	97,94	96,48	98,57	98,57	98,12	97,99	99,09	99,17	98,21	98,34	99,45

24 (O, OH, F)

Si	6,305	6,123	6,081	6,091	6,036	6,122	6,189	6,130	6,079	6,123	6,121	6,141	6,150	6,067	6,057	6,096	6,060	6,029
^{IV} Al	1,695	1,877	1,919	1,909	1,964	1,878	1,811	1,870	1,921	1,877	1,879	1,859	1,850	1,933	1,943	1,904	1,940	1,971
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,760	3,922	3,942	3,975	3,957	3,819	3,810	3,808	3,860	3,819	3,822	3,800	3,867	3,864	3,867	3,884	3,907	3,884
Ti	0,015	0,013	0,000	0,000	0,001	0,010	0,007	0,004	0,025	0,000	0,000	0,009	0,000	0,015	0,005	0,004	0,000	0,010
Fe ²⁺	0,129	0,069	0,052	0,023	0,056	0,171	0,160	0,168	0,133	0,120	0,173	0,143	0,147	0,139	0,147	0,131	0,138	0,115
Mn	0,007	0,000	0,007	0,000	0,003	0,000	0,015	0,014	0,000	0,000	0,000	0,013	0,014	0,006	0,019	0,014	0,002	0,015
Mg	0,080	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,000	0,000	0,009	0,016	0,000	0,067	0,000	0,096	0,000	0,190	0,153	0,111	0,000	0,052	0,000	0,000	0,009	0,066

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
Zn	0,000	0,011	0,012	0,000	0,010	0,005	0,017	0,017	0,013	0,022	0,006	0,021	0,000	0,005	0,006	0,000	0,007	0,024
(Y)	3,990	4,014	4,021	4,014	4,027	4,072	4,009	4,108	4,030	4,151	4,154	4,097	4,027	4,081	4,045	4,033	4,063	4,114
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,006	0,003	0,004	0,000
Na	0,102	0,159	0,132	0,118	0,118	0,141	0,104	0,105	0,121	0,120	0,137	0,131	0,111	0,191	0,202	0,193	0,177	0,167
K	1,824	1,738	1,806	1,799	1,833	1,800	1,838	1,812	1,813	1,803	1,748	1,794	1,799	1,724	1,748	1,721	1,712	1,723
Rb	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,020	0,018	0,014	0,016	0,014	0,017	0,023	0,014	0,013	0,014	0,020	0,018	0,013
Cs	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,000	0,005	0,006	0,000	0,001	0,006	0,003	0,004
(X)	1,926	1,900	1,944	1,922	1,951	1,961	1,966	1,933	1,950	1,944	1,902	1,955	1,929	1,928	1,971	1,943	1,913	1,907
F	0,065	0,055	0,107	0,120	0,032	0,194	0,022	0,237	0,044	0,372	0,319	0,259	0,043	0,171	0,032	0,000	0,054	0,191
OH	3,935	3,945	3,893	3,880	3,967	3,806	3,978	3,763	3,956	3,628	3,681	3,741	3,957	3,830	3,968	4,000	3,946	3,809

Tipo	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
wt%																		
SiO ₂	44,38	45,62	45,58	45,92	44,99	45,18	45,16	44,81	45,30	44,30	44,70	44,46	44,35	44,81	45,26	44,84	45,31	45,25
TiO ₂	0,06	0,00	0,02	0,08	0,15	0,00	0,00	0,00	0,10	0,18	0,05	0,00	0,03	0,11	0,16	0,17	0,08	0,14
Al ₂ O ₃	36,74	37,71	37,16	36,89	37,14	37,17	36,24	36,29	35,98	36,47	36,44	36,62	36,52	36,99	36,90	36,76	36,51	36,63
FeO	0,99	0,99	1,38	0,99	1,05	1,45	1,16	1,51	1,36	1,51	1,32	1,02	1,45	0,91	1,03	1,40	1,28	1,32
MnO	0,14	0,04	0,00	0,00	0,03	0,09	0,05	0,03	0,14	0,06	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,10	0,02	0,05
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,28	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,12	0,26	0,11	0,04
CaO	0,06	0,03	0,01	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O*	0,12	0,00	0,00	0,00	0,21	0,28	0,00	0,00	0,31	0,32	0,19	0,00	0,32	0,00	0,00	0,16	0,34	0,15
Na ₂ O	0,67	0,43	0,55	0,53	0,44	0,81	0,62	0,52	0,66	0,61	0,47	0,62	0,63	0,63	0,56	0,65	0,57	0,56
K ₂ O	10,28	10,45	10,19	9,84	10,39	10,20	10,05	10,52	10,32	10,23	10,41	10,38	10,33	10,28	10,09	10,39	10,22	10,12
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,14	0,24	0,20	0,12	0,07	0,10	0,18	0,17	0,18	0,14	0,18	0,18	0,06	0,23	0,13	0,13	0,28	0,18
Cs ₂ O	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,09	0,03	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00
F	0,45	0,15	0,18	0,00	0,61	0,75	0,00	0,00	0,80	0,82	0,58	0,10	0,83	0,23	0,10	0,53	0,85	0,50
O=F	0,19	0,06	0,07	0,00	0,26	0,32	0,00	0,00	0,34	0,35	0,24	0,04	0,35	0,10	0,04	0,22	0,36	0,21
H ₂ O [†]	4,21	4,45	4,42	4,50	4,19	4,16	4,43	4,43	4,08	4,04	4,16	4,36	4,04	4,34	4,42	4,22	4,08	4,23
Total	98,12	100,04	99,59	98,94	99,01	100,19	97,90	98,27	98,98	98,40	98,35	97,87	98,25	98,51	98,73	99,40	99,33	98,96
24 (O, OH, F)																		
Si	6,015	6,048	6,073	6,126	6,025	6,006	6,115	6,073	6,092	5,997	6,049	6,042	6,008	6,039	6,073	6,016	6,067	6,070
^{iv} Al	1,985	1,952	1,927	1,874	1,975	1,994	1,885	1,927	1,908	2,003	1,951	1,958	1,992	1,961	1,927	1,984	1,933	1,930
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{vi} Al	3,883	3,939	3,907	3,926	3,888	3,830	3,899	3,870	3,795	3,816	3,860	3,908	3,838	3,915	3,908	3,827	3,828	3,861
Ti	0,006	0,000	0,002	0,008	0,015	0,000	0,000	0,000	0,010	0,019	0,005	0,000	0,003	0,012	0,016	0,017	0,008	0,014
Fe ²⁺	0,113	0,109	0,154	0,111	0,118	0,161	0,131	0,171	0,153	0,171	0,150	0,116	0,165	0,103	0,115	0,157	0,144	0,148
Mn	0,016	0,004	0,000	0,000	0,003	0,010	0,005	0,003	0,016	0,006	0,000	0,007	0,000	0,004	0,000	0,011	0,002	0,006
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,068	0,000	0,000	0,000	0,111	0,151	0,000	0,000	0,169	0,176	0,104	0,000	0,177	0,001	0,000	0,088	0,182	0,082
Zn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,027	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,012	0,026	0,011	0,003
(Y)	4,085	4,053	4,062	4,045	4,135	4,180	4,036	4,044	4,148	4,191	4,118	4,033	4,183	4,035	4,051	4,127	4,175	4,114
Ca	0,009	0,004	0,001	0,010	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,175	0,111	0,141	0,138	0,115	0,210	0,162	0,136	0,172	0,160	0,124	0,163	0,164	0,165	0,146	0,168	0,148	0,147
K	1,778	1,768	1,732	1,675	1,776	1,730	1,736	1,818	1,771	1,767	1,796	1,799	1,786	1,767	1,727	1,778	1,746	1,733
Rb	0,012	0,020	0,017	0,010	0,006	0,008	0,016	0,015	0,015	0,013	0,016	0,016	0,006	0,020	0,011	0,011	0,024	0,015
Cs	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,005	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000
(X)	1,978	1,903	1,891	1,833	1,897	1,952	1,914	1,968	1,962	1,942	1,944	1,983	1,958	1,954	1,884	1,958	1,920	1,894

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
F	0,194	0,064	0,074	0,000	0,257	0,315	0,000	0,000	0,342	0,353	0,247	0,044	0,354	0,097	0,043	0,224	0,360	0,214
OH	3,805	3,936	3,925	4,000	3,743	3,685	4,000	4,000	3,658	3,647	3,753	3,956	3,646	3,903	3,957	3,776	3,640	3,786

Tipo	8	8	8	8	8	8	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
wt%																		
SiO ₂	45,37	45,38	45,40	45,62	45,68	45,24	48,12	45,29	46,60	48,17	47,47	45,59	45,95	46,65	46,68	46,76	47,25	45,71
TiO ₂	0,09	0,00	0,07	0,03	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,05	0,00	0,10	0,02	0,11
Al ₂ O ₃	36,62	36,90	37,00	36,79	37,02	37,29	31,10	36,30	32,40	31,54	31,49	36,04	33,71	31,79	32,74	32,41	32,23	38,23
FeO	1,23	1,43	1,26	1,57	1,24	1,28	0,00	0,04	0,09	0,00	0,10	0,00	0,60	0,59	0,74	0,57	0,52	0,21
MnO	0,00	0,09	0,00	0,00	0,09	0,00	0,14	0,12	0,09	0,27	0,10	0,00	0,25	0,33	0,33	0,21	0,28	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,15	0,08	0,04	0,00	0,06	0,00	0,11	0,00	0,00	0,13	0,00	0,07	0,06	0,03	0,05
CaO	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O*	0,35	0,10	0,19	0,00	0,27	0,02	1,72	0,19	1,38	1,78	1,83	0,67	1,36	1,74	1,83	1,61	1,32	0,08
Na ₂ O	0,59	0,56	0,69	0,64	0,53	0,61	0,19	0,37	0,42	0,42	0,47	0,41	0,38	0,27	0,37	0,23	0,32	0,50
K ₂ O	9,99	9,96	10,30	10,48	10,54	10,32	10,01	10,66	9,81	10,41	10,11	10,33	10,40	10,65	10,53	10,44	10,42	10,66
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,12	0,14	0,16	0,12	0,20	0,20	0,45	0,09	0,67	0,69	0,99	0,56	0,47	0,71	0,62	0,53	0,58	0,00
Cs ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,10	0,36	0,47	0,65	0,29	0,05	0,14	0,18	0,11	0,23	0,08
F	0,88	0,40	0,58	0,15	0,73	0,25	3,42	0,58	2,78	3,52	3,61	1,47	2,75	3,45	3,63	3,22	2,67	0,38
O=F	0,37	0,17	0,24	0,06	0,31	0,11	1,44	0,24	1,17	1,48	1,52	0,62	1,16	1,45	1,53	1,35	1,12	0,16
H ₂ O [†]	4,06	4,29	4,23	4,43	4,18	4,37	2,79	4,15	3,05	2,78	2,70	3,76	3,12	2,76	2,73	2,89	3,15	4,37
Total	98,95	99,13	99,65	99,91	100,29	99,51	96,72	97,70	96,49	98,69	98,00	98,49	98,14	97,67	98,92	97,78	97,88	100,23

24 (O, OH, F)

Si	6,074	6,071	6,051	6,080	6,058	6,041	6,546	6,131	6,393	6,487	6,454	6,135	6,226	6,369	6,293	6,351	6,415	6,027
^{IV} Al	1,926	1,929	1,949	1,920	1,942	1,959	1,454	1,869	1,607	1,513	1,546	1,865	1,774	1,631	1,707	1,649	1,585	1,973
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,852	3,889	3,863	3,857	3,845	3,908	3,532	3,922	3,631	3,493	3,500	3,852	3,609	3,483	3,495	3,539	3,572	3,967
Ti	0,009	0,000	0,007	0,003	0,004	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,010	0,005	0,000	0,010	0,002	0,011
Fe ²⁺	0,138	0,160	0,140	0,175	0,137	0,143	0,000	0,004	0,011	0,000	0,011	0,000	0,068	0,068	0,083	0,065	0,059	0,023
Mn	0,000	0,011	0,000	0,000	0,010	0,000	0,016	0,014	0,011	0,030	0,012	0,000	0,029	0,038	0,037	0,025	0,032	0,002
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,189	0,052	0,103	0,000	0,145	0,008	0,942	0,105	0,761	0,961	0,999	0,365	0,741	0,956	0,994	0,880	0,720	0,044
Zn	0,000	0,000	0,000	0,014	0,008	0,004	0,000	0,006	0,000	0,010	0,000	0,000	0,013	0,000	0,007	0,006	0,003	0,005
(Y)	4,188	4,111	4,113	4,050	4,149	4,063	4,510	4,051	4,413	4,496	4,521	4,216	4,469	4,549	4,617	4,525	4,388	4,052
Ca	0,000	0,007	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,154	0,144	0,179	0,166	0,137	0,158	0,049	0,096	0,113	0,110	0,125	0,107	0,099	0,071	0,098	0,060	0,084	0,128
K	1,706	1,699	1,751	1,782	1,783	1,757	1,737	1,841	1,717	1,788	1,753	1,773	1,797	1,855	1,811	1,809	1,806	1,792
Rb	0,010	0,012	0,013	0,010	0,017	0,017	0,039	0,008	0,059	0,060	0,086	0,048	0,041	0,062	0,054	0,046	0,050	0,000
Cs	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,006	0,021	0,027	0,038	0,017	0,003	0,008	0,010	0,006	0,013	0,004
(X)	1,871	1,862	1,946	1,958	1,937	1,933	1,831	1,950	1,910	1,986	2,002	1,945	1,945	1,997	1,973	1,921	1,953	1,925
F	0,371	0,171	0,244	0,064	0,306	0,107	1,471	0,249	1,207	1,499	1,554	0,628	1,177	1,491	1,546	1,381	1,147	0,157
OH	3,629	3,829	3,756	3,936	3,694	3,894	2,529	3,751	2,793	2,501	2,446	3,373	2,822	2,509	2,453	2,618	2,853	3,843

Tipo	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
wt%																		
SiO ₂	45,57	48,11	45,52	44,38	45,46	46,98	45,90	46,19	45,99	46,44	46,21	46,40	46,40	46,38	46,94	45,67	46,00	46,29
TiO ₂	0,22	0,01	0,05	0,00	0,00	0,05	0,09	0,23	0,16	0,14	0,20	0,27	0,19	0,00	0,00	0,00	0,12	0,10

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
Al ₂ O ₃	36,87	35,23	37,89	37,98	38,14	31,84	34,50	31,12	32,76	34,05	33,09	33,36	30,74	32,40	32,07	35,38	34,12	32,53
FeO	1,13	0,93	0,35	0,75	0,33	1,38	0,89	1,60	1,29	0,95	1,52	1,29	2,19	1,54	1,17	0,86	1,09	1,87
MnO	0,19	0,12	0,06	0,05	0,00	0,21	0,10	0,20	0,13	0,10	0,11	0,21	0,25	0,10	0,07	0,09	0,01	0,22
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,05	0,22	0,02	0,00	0,00	0,44	0,17	0,15	0,08	0,00	0,00	0,15	0,00
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
Li ₂ O*	0,16	0,10	0,12	0,13	0,00	1,29	0,62	1,20	1,01	1,05	1,28	1,24	1,75	0,97	1,19	0,22	0,64	1,37
Na ₂ O	0,40	0,05	0,59	0,26	0,30	0,14	0,19	0,25	0,18	0,18	0,30	0,19	0,22	0,20	0,18	0,33	0,15	0,19
K ₂ O	10,72	9,53	10,47	10,52	10,41	10,33	9,47	10,67	10,60	10,26	9,72	10,64	10,49	10,84	10,62	10,63	10,73	10,65
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,11	0,00	0,19	0,35	0,10	0,41	0,29	0,49	0,39	0,31	0,45	0,39	0,56	0,50	0,30	0,35	0,38	0,52
Cs ₂ O	0,05	0,07	0,17	0,40	0,00	0,02	0,09	0,16	0,09	0,01	0,14	0,10	0,10	0,15	0,07	0,08	0,04	0,10
F	0,53	0,40	0,45	0,47	0,00	2,62	1,38	2,45	2,09	2,17	2,60	2,52	3,47	2,03	2,43	0,63	1,40	2,78
O=F	0,22	0,17	0,19	0,20	0,00	1,10	0,58	1,03	0,88	0,91	1,09	1,06	1,46	0,86	1,02	0,27	0,59	1,17
H ₂ O [†]	4,26	4,33	4,31	4,25	4,52	3,15	3,75	3,17	3,38	3,42	3,19	3,25	2,72	3,42	3,24	4,13	3,75	3,10
Total	100,00	98,73	100,06	99,35	99,32	97,38	96,91	96,71	97,20	98,17	98,21	98,97	97,76	97,76	97,27	98,17	97,99	98,55
24 (O, OH, F)																		
Si	6,062	6,385	6,029	5,954	6,038	6,413	6,252	6,395	6,307	6,264	6,268	6,257	6,372	6,348	6,411	6,185	6,250	6,289
^{IV} Al	1,938	1,615	1,971	2,046	1,962	1,587	1,748	1,605	1,693	1,736	1,732	1,743	1,628	1,652	1,589	1,815	1,750	1,711
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,844	3,896	3,944	3,958	4,008	3,536	3,791	3,472	3,601	3,677	3,558	3,557	3,347	3,575	3,573	3,834	3,714	3,498
Ti	0,022	0,001	0,005	0,000	0,000	0,005	0,009	0,024	0,017	0,014	0,020	0,027	0,020	0,000	0,000	0,000	0,012	0,011
Fe ²⁺	0,126	0,103	0,039	0,084	0,036	0,158	0,101	0,185	0,148	0,107	0,172	0,145	0,252	0,176	0,133	0,098	0,123	0,212
Mn	0,022	0,013	0,006	0,006	0,000	0,024	0,012	0,024	0,015	0,011	0,012	0,024	0,029	0,011	0,008	0,010	0,001	0,025
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	0,087	0,051	0,065	0,072	0,000	0,708	0,340	0,667	0,555	0,568	0,698	0,672	0,967	0,537	0,654	0,120	0,347	0,751
Zn	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,005	0,022	0,002	0,000	0,000	0,044	0,017	0,015	0,008	0,000	0,000	0,015	0,000
(Y)	4,101	4,064	4,068	4,120	4,044	4,436	4,276	4,374	4,335	4,377	4,504	4,443	4,630	4,307	4,368	4,062	4,212	4,498
Ca	0,000	0,004	0,000	0,000	0,009	0,003	0,001	0,000	0,000	0,003	0,007	0,000	0,000	0,000	0,003	0,008	0,000	0,000
Na	0,103	0,014	0,151	0,067	0,078	0,037	0,050	0,068	0,048	0,047	0,079	0,049	0,058	0,054	0,047	0,088	0,040	0,051
K	1,819	1,614	1,770	1,800	1,764	1,798	1,646	1,884	1,855	1,766	1,683	1,831	1,837	1,893	1,850	1,837	1,860	1,846
Rb	0,010	0,000	0,016	0,030	0,008	0,036	0,025	0,044	0,035	0,027	0,040	0,034	0,049	0,044	0,026	0,031	0,033	0,045
Cs	0,003	0,004	0,009	0,023	0,000	0,001	0,005	0,009	0,005	0,001	0,008	0,006	0,006	0,009	0,004	0,004	0,003	0,006
(X)	1,935	1,636	1,946	1,921	1,859	1,875	1,728	2,005	1,944	1,842	1,816	1,919	1,951	1,999	1,931	1,968	1,936	1,947
F	0,221	0,169	0,189	0,201	0,000	1,131	0,593	1,071	0,906	0,925	1,115	1,076	1,509	0,880	1,051	0,271	0,603	1,193
OH	3,779	3,831	3,811	3,799	4,000	2,869	3,406	2,928	3,094	3,075	2,885	2,924	2,491	3,120	2,949	3,729	3,396	2,808
Tipo	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Mica	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi
wt%																		
SiO ₂	48,89	48,70	49,24	48,53	48,25	47,76	48,14	48,12	46,28	49,52	49,85	48,59	47,52	48,22	48,60	48,42	48,53	48,16
TiO ₂	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,14	0,10	0,00	0,00	0,06	0,16	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	27,13	31,77	27,26	30,40	30,23	31,58	31,23	30,74	31,10	28,05	25,86	29,08	30,24	28,42	28,74	29,65	28,42	29,77
FeO	0,07	0,00	0,01	0,00	0,12	0,00	0,05	0,00	0,84	0,88	1,04	0,74	0,97	0,83	0,80	0,68	0,58	0,72
MnO	0,14	0,10	0,41	0,20	0,04	0,09	0,11	0,14	0,35	0,37	0,64	0,43	0,52	0,34	0,41	0,33	0,46	0,40
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,15	0,01	0,08	0,17	0,24	0,12	0,00	0,04	0,10
CaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Li ₂ O*	3,07	2,17	3,01	2,46	2,29	2,08	2,37	2,43	1,83	2,40	3,57	2,57	2,10	3,01	2,34	2,15	3,18	2,71
Na ₂ O	0,27	0,59	0,22	0,37	0,35	0,47	0,44	0,31	0,36	0,23	0,14	0,24	0,36	0,35	0,20	0,31	0,29	0,25

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Mica	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi
K ₂ O	10,71	9,99	10,44	10,02	10,05	10,07	10,09	10,57	10,33	10,49	10,52	10,61	10,50	10,65	10,51	10,17	10,34	10,27
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,78	0,59	0,82	1,04	1,06	0,75	0,98	0,82	0,64	0,81	0,77	0,59	0,70	0,72	0,77	0,77	1,06	0,85
Cs ₂ O	0,21	0,17	0,18	0,87	0,92	0,68	0,41	0,64	0,06	0,18	0,28	0,11	0,20	0,21	0,17	0,22	0,53	0,47
F	5,92	4,26	5,82	4,79	4,47	4,08	4,63	4,74	3,61	4,67	6,84	4,99	4,12	5,81	4,56	4,22	6,13	5,26
O=F	2,49	1,79	2,45	2,02	1,88	1,72	1,95	2,00	1,52	1,97	2,88	2,10	1,73	2,45	1,92	1,78	2,58	2,22
H ₂ O [†]	1,54	2,48	1,61	2,18	2,30	2,51	2,27	2,20	2,63	2,20	1,15	2,06	2,45	1,64	2,23	2,40	1,51	1,94
Total	96,24	99,05	96,70	98,89	98,22	98,36	98,92	98,87	96,57	98,01	97,86	98,14	98,22	98,03	97,55	97,58	98,52	98,74

24 (O, OH, F)

Si	6,744	6,485	6,754	6,541	6,553	6,451	6,462	6,486	6,387	6,731	6,800	6,588	6,471	6,575	6,641	6,594	6,592	6,513
^{IV} Al	1,256	1,515	1,246	1,459	1,447	1,549	1,538	1,514	1,613	1,269	1,200	1,412	1,529	1,425	1,359	1,406	1,408	1,487
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	3,154	3,472	3,161	3,369	3,392	3,478	3,404	3,369	3,445	3,225	2,958	3,236	3,325	3,143	3,268	3,354	3,142	3,258
Ti	0,002	0,001	0,006	0,000	0,000	0,000	0,015	0,010	0,000	0,000	0,007	0,016	0,006	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006
Fe ²⁺	0,008	0,000	0,001	0,000	0,014	0,000	0,006	0,000	0,097	0,100	0,119	0,084	0,110	0,094	0,091	0,078	0,066	0,081
Mn	0,016	0,011	0,047	0,023	0,005	0,010	0,013	0,016	0,041	0,043	0,074	0,050	0,060	0,040	0,047	0,037	0,053	0,046
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	1,701	1,165	1,663	1,335	1,249	1,127	1,280	1,319	1,014	1,310	1,956	1,400	1,148	1,650	1,285	1,178	1,737	1,476
Zn	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,001	0,015	0,001	0,008	0,017	0,024	0,012	0,000	0,004	0,010
(Y)	4,881	4,648	4,884	4,726	4,660	4,618	4,717	4,718	4,599	4,693	5,114	4,794	4,667	4,953	4,704	4,647	5,002	4,877
Ca	0,000	0,000	0,000	0,006	0,003	0,000	0,001	0,000	0,004	0,002	0,003	0,000	0,008	0,001	0,002	0,003	0,004	0,001
Na	0,073	0,153	0,060	0,098	0,093	0,123	0,113	0,082	0,097	0,062	0,037	0,062	0,094	0,093	0,054	0,082	0,077	0,065
K	1,885	1,697	1,827	1,723	1,741	1,735	1,729	1,817	1,819	1,819	1,830	1,836	1,824	1,853	1,833	1,767	1,791	1,772
Rb	0,069	0,050	0,072	0,090	0,092	0,065	0,084	0,071	0,056	0,071	0,067	0,052	0,061	0,063	0,068	0,068	0,092	0,074
Cs	0,012	0,010	0,010	0,050	0,053	0,039	0,023	0,037	0,004	0,011	0,016	0,006	0,012	0,012	0,010	0,013	0,031	0,027
(X)	2,039	1,910	1,969	1,967	1,983	1,962	1,950	2,007	1,981	1,965	1,953	1,956	1,999	2,022	1,966	1,933	1,995	1,939
F	2,581	1,794	2,524	2,044	1,920	1,741	1,964	2,020	1,577	2,008	2,952	2,140	1,773	2,505	1,972	1,816	2,632	2,251
OH	1,419	2,205	1,476	1,956	2,080	2,259	2,036	1,980	2,423	1,992	1,047	1,861	2,227	1,495	2,028	2,184	1,368	1,749

Tipo	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	10	10	10	10	10	10	10
Mica	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	Ms	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi
wt%																		
SiO ₂	47,98	48,68	47,57	46,41	46,85	48,47	50,38	52,83	50,09	48,82	48,84	46,44	49,65	50,59	49,22	49,46	48,24	49,48
TiO ₂	0,24	0,10	0,13	0,08	0,11	0,00	0,01	0,03	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	25,42	24,88	29,83	29,90	30,21	28,19	24,37	21,16	23,35	25,36	27,35	33,95	28,31	26,03	27,09	27,44	29,78	26,14
FeO	3,63	2,92	2,11	2,27	2,44	1,73	0,06	0,09	0,02	1,13	0,83	0,11	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,03
MnO	0,46	0,47	0,17	0,24	0,20	0,10	0,45	0,25	0,42	0,62	0,35	0,17	0,19	0,41	0,20	0,13	0,05	0,16
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,31	0,00	0,35	0,01	0,10	0,05	0,06	0,17	0,09	0,35	0,12	0,00	0,00	0,00	0,17	0,09	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
Li ₂ O*	3,24	3,29	2,04	1,90	1,97	2,05	4,11	4,40	3,92	4,14	3,67	1,22	2,53	3,34	3,05	3,38	2,44	3,73
Na ₂ O	0,21	0,13	0,17	0,30	0,36	0,35	0,18	0,08	0,16	0,14	0,23	0,45	0,53	0,33	0,29	0,35	0,41	0,37
K ₂ O	9,41	10,04	9,85	10,00	10,19	10,60	10,59	10,63	10,60	10,61	10,24	10,33	10,38	10,19	10,11	10,01	10,45	10,32
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb ₂ O	0,54	0,74	0,42	0,50	0,62	0,56	1,09	0,82	0,97	0,99	1,00	0,81	1,00	1,22	1,14	1,30	0,87	0,98
Cs ₂ O	0,31	0,25	0,36	0,13	0,08	0,03	0,27	0,39	0,77	0,75	0,58	0,00	0,07	0,16	0,63	0,53	0,13	0,41
F	6,25	6,33	4,01	3,75	3,88	4,03	7,85	8,39	7,50	7,90	7,03	2,49	4,91	6,42	5,88	6,50	4,75	7,14
O=F	2,63	2,66	1,69	1,58	1,63	1,70	3,30	3,53	3,16	3,33	2,96	1,05	2,07	2,70	2,47	2,74	2,00	3,01
H ₂ O [†]	1,34	1,30	2,49	2,55	2,54	2,44	0,64	0,37	0,73	0,62	1,07	3,26	2,09	1,36	1,57	1,32	2,15	0,98
Total	96,70	96,46	97,83	96,46	97,91	96,94	96,74	96,07	95,53	98,14	98,36	98,18	97,61	97,34	96,90	97,82	97,35	96,76

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	10	10	10	10	10	10	10
Mica	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	Ms	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi
24 (O, OH, F)																		
Si	6,686	6,788	6,500	6,438	6,419	6,674	6,931	7,283	7,007	6,714	6,645	6,273	6,740	6,891	6,768	6,730	6,570	6,795
^{IV} Al	1,314	1,212	1,500	1,562	1,581	1,326	1,069	0,717	0,993	1,286	1,355	1,727	1,260	1,109	1,232	1,270	1,430	1,205
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
^{VI} Al	2,861	2,877	3,303	3,326	3,296	3,248	2,882	2,721	2,857	2,824	3,032	3,677	3,269	3,070	3,158	3,129	3,351	3,026
Ti	0,025	0,011	0,013	0,009	0,011	0,000	0,001	0,003	0,006	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe ²⁺	0,423	0,340	0,241	0,264	0,280	0,200	0,007	0,011	0,003	0,130	0,095	0,012	0,000	0,000	0,001	0,004	0,007	0,004
Mn	0,054	0,056	0,019	0,028	0,024	0,012	0,052	0,029	0,050	0,073	0,041	0,020	0,022	0,047	0,023	0,015	0,006	0,019
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	1,818	1,844	1,121	1,059	1,085	1,136	2,272	2,440	2,206	2,287	2,006	0,664	1,379	1,828	1,685	1,851	1,336	2,058
Zn	0,031	0,000	0,036	0,001	0,010	0,005	0,006	0,017	0,009	0,035	0,012	0,000	0,000	0,000	0,017	0,009	0,000	0,000
(Y)	5,212	5,128	4,734	4,686	4,706	4,600	5,220	5,221	5,130	5,354	5,185	4,373	4,670	4,946	4,884	5,009	4,699	5,108
Ca	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,001
Na	0,058	0,035	0,044	0,082	0,096	0,095	0,047	0,022	0,043	0,038	0,061	0,118	0,139	0,088	0,077	0,093	0,107	0,100
K	1,672	1,787	1,717	1,770	1,780	1,862	1,859	1,869	1,892	1,861	1,777	1,780	1,797	1,772	1,774	1,738	1,816	1,808
Rb	0,048	0,067	0,037	0,045	0,055	0,049	0,096	0,073	0,088	0,088	0,088	0,071	0,088	0,107	0,101	0,114	0,076	0,087
Cs	0,019	0,015	0,021	0,008	0,005	0,002	0,016	0,023	0,046	0,044	0,034	0,000	0,004	0,009	0,037	0,031	0,007	0,024
(X)	1,797	1,903	1,821	1,904	1,935	2,011	2,018	1,986	2,069	2,030	1,959	1,968	2,027	1,975	1,990	1,975	2,011	2,019
F	2,753	2,791	1,733	1,644	1,681	1,755	3,413	3,659	3,319	3,436	3,025	1,064	2,109	2,765	2,556	2,799	2,046	3,101
OH	1,247	1,209	2,267	2,356	2,319	2,244	0,586	0,341	0,681	0,564	0,975	2,935	1,889	1,234	1,444	1,201	1,953	0,899

Tipo	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Mica	Ms-Li	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	Ms-Li	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	Ms-Li	MsLi
wt%																
SiO ₂	48,84	50,08	49,21	50,12	47,39	47,38	47,83	48,24	48,34	49,14	47,95	48,61	48,99	47,86	50,91	
TiO ₂	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,01	0,07	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	
Al ₂ O ₃	27,95	25,95	27,89	28,07	30,49	31,41	30,99	30,06	30,27	28,43	29,92	29,71	28,34	29,75	24,50	
FeO	0,00	0,01	0,06	0,03	0,04	0,00	0,00	0,08	0,09	0,06	0,12	0,05	0,02	0,00	0,00	
MnO	0,11	0,11	0,03	0,07	0,41	0,20	0,33	0,26	0,51	0,35	0,36	0,21	0,33	0,30	0,29	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,19	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
CaO	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	
Li ₂ O*	3,21	3,55	2,93	3,41	2,61	1,83	2,42	2,56	3,23	3,78	2,19	2,54	3,19	2,76	4,18	
Na ₂ O	0,31	0,29	0,34	0,45	0,32	0,45	0,41	0,30	0,30	0,31	0,48	0,48	0,50	0,23	0,40	
K ₂ O	10,36	10,34	10,32	9,93	10,38	10,31	10,44	10,41	10,07	10,27	10,25	10,35	10,38	10,41	10,00	
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Rb ₂ O	1,09	1,11	0,97	0,98	1,10	1,05	1,28	1,32	1,35	1,47	1,17	0,97	1,20	1,20	1,19	
Cs ₂ O	0,17	0,24	0,18	0,16	0,12	0,05	0,17	0,10	0,09	0,25	0,11	0,08	0,02	0,04	0,37	
F	6,17	6,82	5,66	6,55	5,07	3,63	4,72	4,97	6,21	7,24	4,28	4,93	6,15	5,34	7,98	
O=F	2,60	2,87	2,38	2,76	2,13	1,53	1,99	2,09	2,62	3,05	1,80	2,08	2,59	2,25	3,36	
H ₂ O [†]	1,46	1,14	1,71	1,37	2,00	2,69	2,21	2,07	1,54	1,04	2,36	2,09	1,51	1,87	0,61	
Total	97,07	96,85	96,95	98,38	97,79	97,60	98,89	98,30	99,39	99,56	97,44	97,96	98,04	97,54	97,06	

24 (O, OH, F)																
Si	6,677	6,858	6,723	6,727	6,451	6,447	6,449	6,533	6,470	6,587	6,550	6,582	6,641	6,523	6,956	
^{IV} Al	1,323	1,142	1,277	1,273	1,549	1,553	1,551	1,467	1,530	1,413	1,450	1,418	1,359	1,477	1,044	
(Z)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
^{VI} Al	3,180	3,047	3,214	3,167	3,342	3,484	3,374	3,331	3,245	3,079	3,367	3,323	3,169	3,302	2,902	
Ti	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,001	0,007	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	
Fe ²⁺	0,000	0,002	0,007	0,003	0,004	0,000	0,000	0,009	0,010	0,007	0,014	0,006	0,003	0,000	0,000	
Mn	0,012	0,013	0,004	0,008	0,047	0,023	0,038	0,029	0,058	0,040	0,042	0,024	0,038	0,035	0,033	

Anexo A. 1 (continuação)

Tipo	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Mica	Ms-Li	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	Ms-Li	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	MsLi	Ms-Li
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	1,762	1,958	1,608	1,838	1,429	1,003	1,314	1,392	1,737	2,037	1,201	1,381	1,740	1,510	2,296
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,000	0,019	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
(Y)	4,955	5,019	4,838	5,016	4,822	4,522	4,733	4,762	5,050	5,190	4,625	4,734	4,950	4,850	5,232
Ca	0,000	0,010	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,082	0,078	0,090	0,117	0,085	0,120	0,107	0,078	0,077	0,080	0,127	0,126	0,130	0,062	0,106
K	1,807	1,806	1,799	1,700	1,803	1,790	1,796	1,799	1,719	1,757	1,786	1,787	1,795	1,811	1,742
Rb	0,095	0,098	0,085	0,084	0,096	0,092	0,111	0,115	0,116	0,126	0,103	0,084	0,104	0,105	0,105
Cs	0,010	0,014	0,010	0,009	0,007	0,003	0,010	0,006	0,005	0,014	0,007	0,005	0,001	0,002	0,021
(X)	1,994	2,006	1,985	1,912	1,991	2,005	2,025	2,001	1,918	1,977	2,027	2,004	2,030	1,979	1,974
F	2,669	2,955	2,444	2,778	2,182	1,561	2,014	2,127	2,630	3,068	1,850	2,112	2,636	2,301	3,449
OH	1,331	1,045	1,556	1,222	1,818	2,439	1,986	1,873	1,370	0,932	2,150	1,888	1,365	1,698	0,551

Anexo A. 2. Micas – ICP-MS. Dados adicionais de elementos traço de micas dos granitos e filões do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. As amostras analisadas provêm dos mesmos granitos e filões apresentados na Tabela V.3. Tipologia dos filões de acordo com a denominação do capítulo IV. (F- granito de Feli; M – granito de Mêda; Ms – moscovite; MsLi – – moscovite-litinífera).

Tipo	F	M	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11
Mica	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	MsLi	MsLi	Ms
	(ppm)											
Sr	9	8	4	79	25	8	5	46	6	39	27	29
Sc	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	15	18	4	51	8	5	3	2	2	2	2	13
Cr	14	13	6	19	10	7	8	5	7	6	7	5
Co	1	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1
Cu	11	3	3	5	8	7	2	1	2	10	2	0
Ga	117	86	115	60	105	98	132	70	97	114	120	112
Hf	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
U	4	4	1	0	3	0	0	1	1	1	1	0
Th	3	6	0	1	1	0	0	0	1	0	1	0

Anexo A. 3. Turmalina – Microsonda Eletrônica. Dados adicionais da composição química de turmalina, do granito de Feli, dos filões 1, 3, 4 e 6, e dos metassedimentos encaixantes, do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com o definido no capítulo IV. (F – granito de Feli; g – granito; f – filão; rx – rocha encaixante; n.a. – não analisado; * - calculado: estequiometria B = 3 e OH + F = 4 a.p.f.u.).

Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	1	1	1	3	3	3
Amostra	g	g	g	g	g	g	g	g	g	g	g	f	f	f	f	f	f
wt%																	
SiO ₂	34,99	35,03	35,05	34,91	35,15	35,28	35,06	34,97	34,96	35,02	34,43	35,43	35,30	35,22	35,75	35,52	36,14
TiO ₂	0,79	0,75	0,74	0,74	0,55	0,56	1,04	0,98	1,00	0,98	1,27	0,30	0,21	0,33	0,65	0,25	0,36
Al ₂ O ₃	31,21	32,17	32,51	32,47	31,78	31,88	32,13	32,59	32,08	31,94	31,42	33,00	32,88	33,78	33,02	33,06	33,53
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,01	0,01	0,07
FeO	13,76	12,99	12,78	12,62	12,94	12,98	12,56	12,90	13,33	13,27	13,79	12,67	11,65	11,92	11,19	11,56	11,97
MnO	0,07	0,14	0,12	0,11	0,12	0,10	0,04	0,06	0,09	0,09	0,10	0,21	0,14	0,25	0,09	0,21	0,26
MgO	2,16	2,16	2,03	1,99	2,04	2,01	1,84	1,64	1,50	1,48	1,79	1,22	1,35	1,47	3,07	2,89	2,13
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,03	0,06	0,00	0,05	0,03
CaO	0,01	0,03	0,04	0,06	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,06	0,07	0,13	0,09	0,06
Na ₂ O	2,20	2,15	2,08	2,02	2,08	2,08	2,08	1,99	2,11	1,99	2,19	1,66	1,64	1,81	2,14	2,11	1,77
K ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,05	0,07	0,06	0,07	0,05	0,08	0,09	0,00	0,03	0,03	0,07	0,04
F	1,08	1,03	0,63	0,69	0,96	0,89	0,85	0,71	0,75	0,81	0,96	0,45	0,30	0,27	0,46	0,95	0,62
O=F	0,45	0,44	0,27	0,29	0,40	0,37	0,36	0,30	0,32	0,34	0,41	0,19	0,13	0,12	0,19	0,40	0,26
H ₂ O*	3,04	3,08	3,27	3,23	3,09	3,13	3,15	3,22	3,19	3,15	3,07	3,34	3,36	3,43	3,40	3,16	3,34
B ₂ O ₃ *	10,29	10,37	10,33	10,30	10,29	10,31	10,30	10,32	10,28	10,26	10,24	10,30	10,15	10,32	10,49	10,49	10,53
Li ₂ O*	0,42	0,44	0,36	0,39	0,45	0,44	0,50	0,43	0,45	0,46	0,43	0,35	0,45	0,34	0,34	0,41	0,36
Total	99,63	99,98	99,74	99,32	99,22	99,43	99,30	99,61	99,55	99,21	99,41	99,38	97,42	99,19	100,59	100,42	100,96
24,5 O																	
Si	5,911	5,875	5,897	5,893	5,940	5,950	5,914	5,890	5,909	5,931	5,844	5,983	6,043	5,935	5,923	5,890	5,966
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{IV} Al	0,089	0,125	0,103	0,107	0,060	0,050	0,086	0,110	0,091	0,069	0,156	0,017	0,000	0,065	0,077	0,110	0,034
Al (Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al (Y)	0,126	0,235	0,345	0,354	0,272	0,289	0,305	0,361	0,302	0,308	0,130	0,551	0,636	0,647	0,373	0,351	0,492
Ti	0,100	0,095	0,094	0,094	0,070	0,071	0,132	0,124	0,127	0,125	0,162	0,038	0,027	0,042	0,081	0,031	0,044
Cr ³⁺	0,000	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,009	0,002	0,000	0,001	0,001	0,010
Fe ²⁺	1,944	1,822	1,798	1,782	1,829	1,831	1,772	1,817	1,884	1,880	1,957	1,789	1,669	1,681	1,550	1,603	1,652
Mn	0,010	0,020	0,017	0,016	0,017	0,014	0,006	0,009	0,013	0,013	0,014	0,030	0,020	0,036	0,013	0,029	0,037
Mg	0,544	0,540	0,509	0,501	0,514	0,505	0,463	0,412	0,378	0,374	0,453	0,306	0,344	0,370	0,759	0,715	0,524
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052	0,004	0,007	0,000	0,006	0,004
Σ (Y)	2,724	2,714	2,764	2,748	2,704	2,713	2,677	2,723	2,706	2,699	2,717	2,774	2,704	2,781	2,778	2,736	2,763
Li*	0,276	0,286	0,236	0,252	0,296	0,287	0,323	0,277	0,294	0,301	0,283	0,226	0,296	0,219	0,222	0,264	0,237
Ca	0,002	0,005	0,007	0,011	0,013	0,013	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,015	0,010	0,013	0,024	0,016	0,010
Na	0,721	0,699	0,679	0,661	0,682	0,680	0,680	0,650	0,692	0,653	0,721	0,544	0,544	0,593	0,688	0,677	0,566
K	0,013	0,013	0,013	0,015	0,017	0,011	0,015	0,013	0,015	0,011	0,017	0,019	0,000	0,007	0,007	0,015	0,009
Σ (X)	0,735	0,717	0,699	0,687	0,711	0,704	0,703	0,670	0,714	0,672	0,745	0,578	0,554	0,613	0,719	0,708	0,585
F	0,577	0,546	0,335	0,368	0,513	0,475	0,453	0,378	0,401	0,434	0,515	0,242	0,161	0,146	0,241	0,500	0,322
OH	3,423	3,448	3,665	3,632	3,487	3,525	3,547	3,622	3,596	3,563	3,479	3,758	3,839	3,854	3,759	3,500	3,678
Tipo	4	4	4	4	4	(4)	(4)	(4)	6	6	(6)	(6)	(6)	(6)	(6)	(6)	(8)
Amostra	f	f	f	f	f	rx	rx	rx	f	f	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx
wt%																	
SiO ₂	35,83	35,37	35,55	35,77	36,02	36,16	35,77	36,00	36,35	36,20	35,53	35,17	35,19	35,55	35,38	36,02	35,65
TiO ₂	0,42	0,45	0,25	0,29	0,00	0,76	0,76	0,88	0,41	0,38	0,80	1,45	2,82	1,27	0,93	1,13	0,51
Al ₂ O ₃	33,09	33,34	34,00	33,44	34,20	34,72	34,36	33,89	34,34	34,31	31,75	30,78	29,26	31,28	31,77	32,48	32,23
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00
FeO	13,06	12,28	12,26	12,21	11,66	7,42	7,48	7,71	11,17	11,43	8,73	10,49	10,07	8,76	9,38	8,71	8,47

Anexo A. 3 (continuação)

Tipo	4	4	4	4	4	(4)	(4)	(4)	6	6	(6)	(6)	(6)	(6)	(6)	(8)	
Amostra	f	f	f	f	f	rx	rx	rx	f	f	rx	rx	rx	rx	rx	rx	
MnO	0,22	0,21	0,26	0,18	0,22	0,00	0,04	0,00	0,14	0,15	0,04	0,06	0,08	0,04	0,03	0,02	0,19
MgO	1,56	1,84	1,82	1,89	1,36	5,05	4,94	5,18	1,86	1,93	5,86	5,15	5,96	5,96	5,39	5,66	4,96
ZnO	0,18	0,10	0,03	0,00	0,07	n.a.	n.a.	n.a.	0,14	0,27	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00
CaO	0,07	0,09	0,08	0,03	0,00	0,49	0,30	0,40	0,12	0,06	0,89	0,84	0,79	0,76	0,71	0,73	0,83
Na ₂ O	1,77	1,89	1,94	1,67	1,40	1,73	1,77	1,80	1,90	1,89	2,05	2,11	2,22	2,14	2,15	2,13	1,81
K ₂ O	0,06	0,06	0,02	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07	0,07	0,08	0,05	0,05	0,04
F	0,39	0,86	0,18	0,48	0,41	0,26	0,31	0,32	0,52	0,55	0,96	0,88	0,88	0,71	0,80	0,80	0,43
O=F	0,16	0,36	0,08	0,20	0,17	0,11	0,13	0,13	0,22	0,23	0,41	0,37	0,37	0,30	0,34	0,35	0,18
H ₂ O*	3,41	3,19	3,51	3,36	3,39	3,57	3,51	3,52	3,40	3,39	3,19	3,20	3,21	3,30	3,25	3,31	3,40
B ₂ O ₃ *	10,42	10,43	10,44	10,41	10,40	10,73	10,62	10,65	10,59	10,58	10,57	10,49	10,51	10,55	10,53	10,72	10,43
Li ₂ O*	0,30	0,43	0,26	0,32	0,39	0,30	0,28	0,29	0,47	0,42	0,40	0,13	-0,34	0,25	0,36	0,40	0,35
Total	100,61	100,19	100,52	99,92	99,38	101,12	100,07	100,57	101,27	101,36	100,41	100,45	100,35	100,34	100,39	101,80	99,13

24,5 O

Si	5,980	5,896	5,922	5,971	6,021	5,858	5,856	5,875	5,968	5,944	5,843	5,829	5,819	5,860	5,842	5,842	5,939
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{IV} Al	0,020	0,104	0,078	0,029	0,000	0,142	0,144	0,125	0,032	0,056	0,157	0,171	0,181	0,140	0,158	0,158	0,061
Al (Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,999	5,842	5,522	5,939	6,000	6,000	6,000
Al (Y)	0,489	0,447	0,598	0,552	0,739	0,489	0,487	0,394	0,615	0,588	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,053	0,270
Ti	0,052	0,056	0,031	0,037	0,000	0,093	0,094	0,108	0,051	0,047	0,099	0,181	0,351	0,157	0,115	0,138	0,064
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,822	1,712	1,708	1,704	1,631	1,005	1,024	1,052	1,533	1,570	1,201	1,454	1,393	1,208	1,295	1,181	1,180
Mn	0,032	0,030	0,037	0,025	0,031	0,000	0,006	0,000	0,019	0,020	0,006	0,008	0,011	0,006	0,004	0,003	0,027
Mg	0,388	0,458	0,452	0,471	0,338	1,219	1,205	1,260	0,456	0,472	1,436	1,272	1,469	1,464	1,326	1,368	1,231
Zn	0,022	0,013	0,003	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,017	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ (Y)	2,806	2,717	2,830	2,792	2,747	2,806	2,815	2,814	2,691	2,729	2,741	2,915	3,223	2,835	2,767	2,743	2,773
Li*	0,194	0,283	0,170	0,208	0,253	0,194	0,185	0,186	0,309	0,271	0,259	0,085	-0,223	0,165	0,233	0,257	0,227
Ca	0,013	0,016	0,014	0,005	0,000	0,085	0,053	0,070	0,022	0,011	0,157	0,149	0,140	0,134	0,126	0,127	0,147
Na	0,573	0,612	0,627	0,541	0,453	0,543	0,562	0,570	0,605	0,603	0,654	0,678	0,712	0,684	0,688	0,670	0,586
K	0,012	0,012	0,005	0,011	0,010	0,008	0,013	0,012	0,013	0,008	0,013	0,015	0,015	0,017	0,011	0,010	0,009
Σ (X)	0,598	0,640	0,646	0,557	0,463	0,637	0,627	0,652	0,640	0,622	0,823	0,842	0,866	0,835	0,824	0,807	0,743
F	0,204	0,455	0,096	0,253	0,218	0,133	0,160	0,165	0,272	0,283	0,499	0,461	0,460	0,370	0,418	0,410	0,227
OH	3,796	3,545	3,904	3,747	3,782	3,861	3,837	3,835	3,728	3,717	3,495	3,536	3,540	3,624	3,582	3,579	3,773

Tipo	(8)	(8)	(8)	(8)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(11)	(11)	(11)	(11)	(11)
Amostra	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx	rx

wt%

SiO ₂	36,46	36,69	36,49	34,92	36,81	36,32	35,75	36,06	36,28	36,60	36,50	35,96	35,98	35,67	35,72	36,13	35,39
TiO ₂	0,56	0,43	0,90	0,83	0,20	0,80	1,29	0,90	0,39	0,83	0,93	0,47	0,39	1,01	1,00	0,58	1,33
Al ₂ O ₃	31,46	32,29	32,58	32,34	32,96	32,15	31,29	31,80	32,27	32,36	32,42	33,57	32,67	30,92	31,64	32,14	31,64
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,02	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,15	9,41	9,15	10,11	7,92	7,72	8,72	8,35	8,31	8,09	7,75	7,77	10,13	10,07	10,22	10,09	11,00
MnO	0,11	0,04	0,03	0,18	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,06	0,01	0,00	0,08	0,06	0,04	0,06	0,09
MgO	4,81	3,58	4,75	3,75	5,62	6,04	5,79	6,10	5,95	5,95	6,06	5,56	4,28	5,32	4,88	4,63	3,90
ZnO	0,00	0,00	0,09	0,24	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,85	0,41	0,85	0,57	0,40	0,58	1,02	0,65	0,41	0,52	0,54	0,61	0,31	0,79	1,03	0,41	1,11
Na ₂ O	1,55	1,76	1,84	1,75	1,93	2,20	1,92	2,26	2,01	2,21	2,13	1,80	2,00	2,27	2,01	2,15	1,91
K ₂ O	0,05	0,04	0,06	0,08	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
F	0,25	0,25	0,23	0,49	0,31	0,59	0,77	0,55	0,35	0,44	0,27	0,50	0,86	1,06	1,03	1,01	0,80
O=F	0,10	0,10	0,10	0,21	0,14	0,25	0,32	0,23	0,15	0,19	0,11	0,21	0,36	0,45	0,44	0,43	0,34
H ₂ O*	3,48	3,48	3,56	3,33	3,52	3,39	3,28	3,40	3,48	3,48	3,55	3,43	3,24	3,13	3,16	3,17	3,24

Anexo A. 3 (continuação)

Tipo	(8)	(8)	(8)	(8)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(9)	(11)	(11)	(11)	(11)	(11)
<i>Amostra</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>	<i>rx</i>
B₂O₃*	10,44	10,43	10,63	10,34	10,65	10,64	10,57	10,61	10,57	10,70	10,67	10,64	10,57	10,55	10,61	10,61	10,51
Li₂O*	0,42	0,59	0,34	0,31	0,27	0,37	0,33	0,32	0,20	0,31	0,28	0,29	0,37	0,27	0,43	0,43	0,49
Total	99,48	99,38	101,41	99,04	100,53	100,65	100,48	100,85	100,15	101,41	101,04	100,44	100,57	100,73	101,39	101,02	101,13
24,5 O																	
Si	6,071	6,114	5,966	5,869	6,010	5,936	5,882	5,906	5,965	5,947	5,948	5,874	5,920	5,877	5,855	5,921	5,852
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
^{iv}Al	0,000	0,000	0,034	0,131	0,000	0,064	0,118	0,094	0,035	0,053	0,052	0,126	0,080	0,123	0,145	0,079	0,148
Al (Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,951	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,883	5,969	6,000	6,000
Al (Y)	0,175	0,343	0,244	0,276	0,345	0,130	0,000	0,046	0,219	0,146	0,176	0,338	0,257	0,000	0,000	0,130	0,020
Ti	0,070	0,053	0,110	0,104	0,025	0,098	0,160	0,111	0,048	0,101	0,114	0,058	0,048	0,125	0,123	0,071	0,165
Cr³⁺	0,000	0,011	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	1,274	1,311	1,251	1,421	1,082	1,055	1,200	1,144	1,143	1,099	1,056	1,061	1,394	1,388	1,401	1,383	1,521
Mn	0,016	0,006	0,005	0,025	0,003	0,006	0,003	0,003	0,003	0,008	0,001	0,000	0,011	0,008	0,006	0,008	0,013
Mg	1,194	0,889	1,156	0,940	1,368	1,471	1,420	1,489	1,458	1,441	1,472	1,353	1,049	1,306	1,192	1,131	0,961
Zn	0,000	0,000	0,011	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ (Y)	2,728	2,614	2,780	2,796	2,821	2,760	2,782	2,792	2,871	2,795	2,819	2,811	2,760	2,827	2,722	2,723	2,681
Li*	0,272	0,386	0,220	0,204	0,179	0,240	0,218	0,208	0,129	0,205	0,181	0,189	0,240	0,173	0,278	0,277	0,319
Ca	0,151	0,073	0,148	0,103	0,070	0,102	0,180	0,114	0,072	0,091	0,094	0,107	0,055	0,139	0,181	0,072	0,197
Na	0,501	0,570	0,582	0,570	0,611	0,697	0,612	0,718	0,641	0,696	0,673	0,570	0,638	0,725	0,639	0,683	0,612
K	0,010	0,009	0,011	0,018	0,010	0,013	0,010	0,013	0,010	0,010	0,010	0,008	0,013	0,013	0,013	0,010	0,011
Σ (X)	0,663	0,652	0,741	0,690	0,691	0,811	0,803	0,844	0,723	0,797	0,778	0,685	0,705	0,877	0,832	0,766	0,820
F	0,131	0,131	0,117	0,261	0,160	0,305	0,401	0,285	0,182	0,226	0,139	0,258	0,448	0,552	0,534	0,523	0,418
OH	3,869	3,869	3,883	3,739	3,834	3,695	3,599	3,712	3,818	3,771	3,861	3,742	3,552	3,445	3,461	3,468	3,579

Anexo A. 4. Minerais do grupo da columbite-tantalite – Microsonda Electrónica. Dados adicionais da composição química de minerais do grupo da columbite-tantalite dos filões do tipo 6, 7, 9 e 10, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com o definido no capítulo IV. (n.a. – não analisado).

TIPO	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	7	7	7
wt%																
WO ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,74	0,32	0,24
Nb ₂ O ₅	42,85	45,28	44,98	37,79	38,94	36,76	43,29	42,17	22,06	23,02	26,06	23,41	22,49	61,40	67,10	53,97
Ta ₂ O ₅	37,79	36,14	36,07	43,52	42,48	44,68	37,59	39,07	58,97	57,70	53,49	56,22	56,87	15,87	11,21	21,79
TiO ₂	0,65	0,32	0,35	0,39	0,26	0,34	0,36	0,21	0,69	0,67	1,02	0,58	0,62	1,43	1,12	3,00
SnO ₂	0,40	0,33	0,33	0,48	0,29	0,44	0,27	0,13	0,44	0,63	1,00	0,81	0,78	0,38	0,57	1,56
Sc ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	n.a.	0,00	n.a.	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO	11,91	12,30	12,59	11,79	11,91	11,39	12,23	11,65	11,01	10,74	11,39	11,31	11,06	9,87	14,10	15,11
MnO	6,90	6,75	6,51	6,53	6,90	6,64	6,80	6,91	6,22	6,05	5,84	5,80	6,00	9,45	5,33	2,63
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,01	0,01
Total	100,49	101,13	100,83	100,55	100,79	100,26	100,55	100,14	99,43	98,85	98,83	98,14	97,83	99,24	99,77	98,34
6 O																
W	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,005	0,004
Nb	1,274	1,328	1,323	1,155	1,183	1,134	1,287	1,268	0,739	0,772	0,855	0,788	0,756	1,672	1,781	1,514
Ta	0,676	0,637	0,638	0,800	0,776	0,829	0,672	0,706	1,189	1,164	1,056	1,138	1,157	0,260	0,179	0,368
Ti	0,032	0,016	0,017	0,020	0,013	0,018	0,018	0,010	0,039	0,037	0,056	0,033	0,063	0,065	0,049	0,140
Sn	0,010	0,008	0,009	0,013	0,008	0,012	0,007	0,003	0,013	0,019	0,029	0,024	0,017	0,009	0,013	0,039
Sc	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	0,655	0,667	0,685	0,667	0,669	0,650	0,673	0,648	0,683	0,666	0,691	0,704	0,704	0,497	0,693	0,784
Mn	0,385	0,371	0,359	0,374	0,393	0,384	0,379	0,389	0,390	0,380	0,359	0,366	0,351	0,482	0,265	0,138
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Σ ²⁺	1,040	1,038	1,044	1,041	1,062	1,034	1,052	1,037	1,073	1,046	1,050	1,070	1,056	0,979	0,958	0,922
Σ ⁵⁺	1,993	1,989	1,988	1,988	1,979	1,992	1,984	1,988	1,980	1,991	1,995	1,983	1,994	2,017	2,027	2,064
X _{Ta}	0,35	0,32	0,33	0,41	0,40	0,42	0,34	0,36	0,62	0,60	0,55	0,59	0,60	0,13	0,09	0,20
X _{Mn}	0,37	0,36	0,34	0,36	0,37	0,37	0,36	0,38	0,36	0,36	0,34	0,34	0,33	0,49	0,28	0,15
TIPO	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
wt%																
WO ₃	0,40	0,36	0,09	0,07	0,08	0,29	0,00	0,16	0,09	0,00	0,01	0,87	0,32	0,52	0,45	0,20
Nb ₂ O ₅	61,50	65,19	53,34	52,59	51,69	61,66	26,20	26,11	52,12	25,59	32,57	43,38	48,03	54,10	43,57	55,32
Ta ₂ O ₅	14,31	11,45	25,38	25,88	26,78	16,42	55,26	54,88	25,87	55,12	44,74	33,35	31,16	19,43	33,31	24,31
TiO ₂	2,78	1,52	1,15	1,18	1,10	1,06	1,02	1,13	1,38	1,16	2,44	3,18	0,99	0,86	2,70	1,79
SnO ₂	1,35	0,75	0,80	0,69	0,75	0,57	0,56	0,80	0,54	1,13	1,27	1,27	0,64	10,70	1,21	0,63
Sc ₂ O ₃	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	0,04
FeO	15,61	13,62	16,26	15,34	16,02	16,55	12,87	12,42	16,72	12,22	14,50	9,63	9,23	8,56	9,22	9,50
MnO	2,73	5,46	1,45	2,88	1,26	1,35	3,18	3,73	1,14	3,29	1,55	8,03	8,84	8,97	8,35	9,15
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,06	0,03	0,01
Total	98,71	98,91	98,49	98,64	97,76	97,99	99,14	99,31	97,93	98,58	97,14	99,75	99,26	103,32	98,86	101,07
6 O																
W	0,006	0,005	0,001	0,001	0,001	0,005	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,015	0,005	0,008	0,008	0,003
Nb	1,665	1,739	1,525	1,506	1,499	1,702	0,859	0,853	1,502	0,845	1,034	1,264	1,401	1,473	1,283	1,526
Ta	0,233	0,184	0,437	0,446	0,467	0,273	1,090	1,079	0,448	1,095	0,854	0,585	0,547	0,318	0,590	0,403
Ti	0,125	0,068	0,055	0,056	0,053	0,049	0,056	0,062	0,066	0,064	0,129	0,154	0,048	0,039	0,132	0,082
Sn	0,032	0,018	0,020	0,017	0,019	0,014	0,016	0,023	0,014	0,033	0,036	0,033	0,016	0,257	0,031	0,015
Sc	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002
Fe	0,782	0,672	0,860	0,813	0,859	0,845	0,781	0,751	0,891	0,746	0,851	0,519	0,498	0,431	0,502	0,485
Mn	0,138	0,273	0,078	0,155	0,068	0,070	0,196	0,228	0,062	0,203	0,092	0,438	0,483	0,457	0,460	0,473
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000	0,006	0,003	0,001
Σ ²⁺	0,920	0,945	0,938	0,967	0,928	0,915	0,977	0,979	0,953	0,949	0,943	0,957	0,981	0,888	0,962	0,958
Σ ⁵⁺	2,061	2,013	2,039	2,027	2,039	2,042	2,022	2,020	2,032	2,036	2,052	2,050	2,017	2,095	2,044	2,030
X _{Ta}	0,12	0,10	0,22	0,23	0,24	0,14	0,56	0,56	0,23	0,56	0,45	0,32	0,28	0,18	0,31	0,21
X _{Mn}	0,15	0,29	0,08	0,16	0,07	0,08	0,20	0,23	0,06	0,21	0,10	0,46	0,49	0,51	0,48	0,49

(continua na página seguinte)

Anexo A. 4 (continuação)

TIPO	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
wt%																
WO ₃	0,28	0,26	0,00	0,12	0,04	0,25	0,02	0,00	0,11	0,21	0,43	0,11	0,21	0,19	0,10	0,41
Nb ₂ O ₅	57,63	42,03	41,57	57,77	36,60	52,71	39,84	45,86	61,08	45,53	58,18	55,92	56,61	57,13	47,19	63,56
Ta ₂ O ₅	19,70	36,18	38,58	20,91	43,97	25,33	39,72	32,22	16,12	35,02	18,47	20,99	21,56	20,49	29,98	12,97
TiO ₂	0,97	1,44	0,76	0,82	0,68	1,01	0,69	1,37	0,66	0,65	1,39	2,50	1,09	1,23	2,57	1,33
SnO ₂	0,44	0,71	0,35	0,36	0,32	0,43	0,30	0,58	0,27	0,27	0,73	0,72	0,46	0,76	1,34	0,57
Sc ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,01	0,06	0,02	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,01
FeO	13,76	12,82	10,80	13,88	13,28	15,07	13,81	14,52	14,22	14,09	16,44	16,06	16,50	16,30	15,93	13,55
MnO	4,79	4,35	6,56	4,85	3,77	3,15	3,55	3,29	4,96	3,89	2,20	2,28	2,14	2,16	1,51	5,92
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	97,59	97,83	98,66	98,75	98,71	98,01	98,01	97,95	97,56	99,72	97,90	98,62	98,66	98,33	98,66	98,38
6 O																
W	0,004	0,005	0,000	0,002	0,001	0,004	0,000	0,000	0,002	0,003	0,007	0,002	0,003	0,003	0,002	0,006
Nb	1,626	1,274	1,263	1,617	1,142	1,518	1,228	1,362	1,698	1,346	1,626	1,559	1,590	1,603	1,371	1,726
Ta	0,334	0,660	0,705	0,352	0,825	0,439	0,736	0,575	0,269	0,623	0,311	0,352	0,364	0,346	0,524	0,212
Ti	0,046	0,073	0,038	0,038	0,035	0,048	0,036	0,068	0,030	0,032	0,065	0,116	0,051	0,057	0,124	0,060
Sn	0,011	0,019	0,009	0,009	0,009	0,011	0,008	0,015	0,006	0,007	0,018	0,018	0,011	0,019	0,034	0,014
Sc	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001
Fe	0,718	0,719	0,607	0,718	0,766	0,803	0,787	0,798	0,731	0,770	0,850	0,828	0,858	0,846	0,856	0,681
Mn	0,253	0,247	0,374	0,254	0,220	0,170	0,205	0,183	0,258	0,215	0,115	0,119	0,113	0,114	0,082	0,301
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Σ ²⁺	0,971	0,965	0,981	0,973	0,987	0,973	0,992	0,981	0,990	0,986	0,966	0,947	0,970	0,960	0,938	0,982
Σ ⁵⁺	2,021	2,030	2,016	2,018	2,012	2,020	2,008	2,020	2,006	2,011	2,026	2,046	2,020	2,028	2,054	2,018
X _{Ta}	0,17	0,34	0,36	0,18	0,42	0,22	0,37	0,30	0,14	0,32	0,16	0,18	0,19	0,18	0,28	0,11
X _{Mn}	0,26	0,26	0,38	0,26	0,22	0,17	0,21	0,19	0,26	0,22	0,12	0,13	0,12	0,12	0,09	0,31

TIPO	7	7	7	9	9	9	9	9	9	9	9	10	10	10	10	10
wt%																
WO ₃	0,53	0,50	0,09	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Nb ₂ O ₅	61,33	62,42	48,15	35,66	34,65	35,28	36,83	50,27	36,28	38,82	47,74	51,01	47,20	36,59	44,24	55,00
Ta ₂ O ₅	14,43	13,78	30,83	42,19	43,04	40,71	40,56	25,47	41,51	36,87	28,28	30,44	31,86	43,24	35,59	26,39
TiO ₂	1,28	1,38	0,49	0,47	0,34	0,63	0,46	0,39	0,36	0,40	0,38	0,23	0,92	1,50	0,44	0,39
SnO ₂	0,56	0,64	0,26	0,72	0,50	0,76	0,39	0,39	0,48	0,50	0,38	0,04	0,03	0,79	0,25	0,24
Sc ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,09	0,12	0,06	0,09	0,06	0,11	0,07	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02
FeO	12,43	13,19	13,85	1,10	0,81	1,06	1,44	0,84	0,68	0,95	0,99	0,04	0,11	0,08	0,20	0,03
MnO	6,74	5,83	4,18	15,33	15,54	15,52	15,87	17,07	15,90	15,40	16,90	18,33	17,69	17,07	17,74	18,67
MgO	0,00	0,00	0,00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,35	97,77	97,93	95,56	95,00	94,02	95,64	94,49	95,32	93,01	94,71	100,19	97,83	99,34	98,60	100,76
6 O																
W	0,008	0,008	0,002	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Nb	1,696	1,712	1,425	1,148	1,128	1,150	1,176	1,511	1,167	1,255	1,451	1,465	1,399	1,125	1,326	1,542
Ta	0,240	0,227	0,549	0,817	0,843	0,798	0,779	0,460	0,803	0,717	0,517	0,526	0,568	0,799	0,642	0,445
Ti	0,059	0,063	0,024	0,025	0,018	0,034	0,024	0,020	0,019	0,022	0,019	0,011	0,045	0,077	0,022	0,018
Sn	0,014	0,015	0,007	0,020	0,014	0,022	0,011	0,010	0,014	0,014	0,010	0,001	0,001	0,021	0,007	0,006
Sc	0,000	0,001	0,001	0,006	0,008	0,004	0,006	0,003	0,007	0,004	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe	0,636	0,669	0,758	0,065	0,049	0,064	0,085	0,047	0,040	0,057	0,056	0,002	0,006	0,004	0,011	0,002
Mn	0,349	0,299	0,232	0,924	0,948	0,948	0,949	0,961	0,958	0,933	0,962	0,986	0,982	0,983	0,996	0,981
Mg	0,000	0,000	0,000	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ ²⁺	0,986	0,969	0,990	0,990	0,997	1,012	1,034	1,008	0,999	0,990	1,018	0,988	0,988	0,987	1,007	0,982
Σ ⁵⁺	2,017	2,025	2,007	2,010	2,003	2,004	1,990	2,001	2,003	2,009	1,997	2,003	2,013	2,023	1,996	2,011
X _{Ta}	0,12	0,12	0,28	0,42	0,43	0,41	0,40	0,23	0,41	0,36	0,26	0,26	0,29	0,42	0,33	0,22
X _{Mn}	0,35	0,31	0,23	0,93	0,95	0,94	0,92	0,95	0,96	0,94	0,95	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00

(continua na página seguinte)

Anexo A. 4 (continuação)

TIPO	10	10	10	10	10	10	10	10
	wt%							
WO₃	0,09	0,00	0,00	0,04	0,09	0,03	n.a.	n.a.
Nb₂O₅	49,31	56,03	41,57	39,73	50,36	60,89	49,64	45,90
Ta₂O₅	31,56	24,04	40,61	41,77	28,70	16,67	32,04	33,19
TiO₂	0,75	0,16	0,06	0,07	0,30	0,48	0,44	0,76
SnO₂	0,80	0,04	0,29	0,21	0,76	0,78	0,43	0,49
Sc₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00
FeO	0,09	0,06	0,32	0,33	0,77	0,53	10,48	4,96
MnO	17,91	18,83	16,98	16,53	16,92	18,58	8,55	14,17
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.
Total	100,59	99,28	100,06	98,95	97,98	98,02	101,59	99,47
	6 O							
W	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	n.a.	n.a.
Nb	1,417	1,581	1,254	1,220	1,475	1,689	1,419	1,352
Ta	0,545	0,408	0,737	0,771	0,505	0,278	0,551	0,588
Ti	0,036	0,008	0,003	0,004	0,014	0,022	0,021	0,037
Sn	0,020	0,001	0,008	0,006	0,020	0,019	0,011	0,013
Sc	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000
Fe	0,005	0,003	0,018	0,019	0,042	0,027	0,554	0,270
Mn	0,964	0,996	0,959	0,951	0,928	0,966	0,458	0,782
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	n.a.	n.a.
Σ²⁺	0,969	0,999	0,977	0,970	0,970	0,993	1,012	1,052
Σ⁵⁺	2,020	1,997	2,001	2,002	2,015	2,009	2,002	1,989
X_{Ta}	0,28	0,21	0,37	0,39	0,26	0,14	0,28	0,30
X_{Mn}	1,00	1,00	0,98	0,98	0,96	0,97	0,45	0,74

Anexo A. 5. Cassiterite – Microsonda Electrónica. Dados adicionais da composição química da cassiterite dos filões do tipo 6, 7, 9, 10 e 11, do campo aplitopegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com o definido no capítulo IV. (n.a. – não analisado).

TIPO	6	6	6	6	6	6	6	6	7	7	7	7	7	7	7	7
wt%																
WO ₃	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,02	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06
Ta ₂ O ₅	0,00	1,99	0,10	2,34	0,15	0,00	2,53	0,19	3,13	2,63	0,37	0,21	0,10	0,09	0,19	0,00
Nb ₂ O ₅	0,00	1,64	0,10	1,43	1,27	0,32	1,96	0,05	0,62	0,27	0,00	0,65	0,00	0,00	0,07	0,50
TiO ₂	0,05	0,09	0,10	0,14	0,09	0,16	0,16	0,01	0,17	0,09	0,25	0,20	0,24	0,19	0,10	0,10
SnO ₂	98,85	94,40	99,17	93,03	96,75	97,75	92,55	99,05	93,77	95,09	98,59	97,85	98,61	98,88	98,66	98,73
FeO	0,01	0,75	0,06	0,77	0,28	0,17	0,93	0,00	0,81	0,54	0,14	0,26	0,02	0,03	0,04	0,11
MnO	0,01	0,04	0,00	0,06	0,03	0,00	0,06	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	98,92	98,96	99,53	97,76	98,58	98,40	98,27	99,31	98,60	98,64	99,42	99,20	98,98	99,19	99,06	99,51
4 O																
W	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ta	0,000	0,027	0,001	0,032	0,002	0,000	0,035	0,003	0,043	0,036	0,005	0,003	0,001	0,001	0,003	0,000
Nb	0,000	0,037	0,002	0,033	0,029	0,007	0,045	0,001	0,014	0,006	0,000	0,015	0,000	0,000	0,002	0,011
Ti	0,002	0,003	0,004	0,005	0,003	0,006	0,006	0,000	0,007	0,003	0,009	0,008	0,009	0,007	0,004	0,004
Sn	1,997	1,897	1,990	1,895	1,950	1,977	1,871	1,995	1,902	1,931	1,980	1,962	1,988	1,991	1,990	1,978
Fe	0,001	0,032	0,002	0,033	0,012	0,007	0,040	0,000	0,034	0,023	0,006	0,011	0,001	0,001	0,002	0,005
Mn	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σcat	2,000	1,999	2,000	2,001	1,998	1,998	2,000	1,999	2,003	2,001	2,001	1,999	2,000	2,000	2,000	1,999
X _{Ta}	0,00	0,42	0,38	0,50	0,07	0,00	0,44	0,72	0,75	0,85	1,00	0,16	1,00	1,00	0,62	0,00
X _{Mn}	0,32	0,05	0,00	0,07	0,09	0,01	0,06	1,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13	0,03

TIPO	7	7	7	7	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	10
wt%																
WO ₃	0,00	0,03	0,01	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01
Ta ₂ O ₅	0,37	0,26	0,08	0,50	1,85	0,72	0,56	1,68	0,89	2,14	0,24	1,23	0,21	1,55	1,30	0,50
Nb ₂ O ₅	0,05	0,10	1,04	0,53	0,42	0,00	0,01	2,13	0,69	0,40	0,80	0,70	0,23	0,52	0,46	2,61
TiO ₂	0,12	0,13	0,20	0,11	0,02	0,04	0,01	0,01	0,10	0,06	0,00	0,02	0,02	0,04	0,12	0,00
SnO ₂	98,27	97,81	96,68	96,91	96,88	100,98	101,26	97,09	98,16	97,05	98,87	98,18	98,73	97,49	97,36	94,40
FeO	0,09	0,08	0,25	0,23	0,30	0,00	0,09	0,50	0,27	0,48	0,16	0,33	0,00	0,32	0,36	0,01
MnO	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,19	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,18
Total	98,92	98,41	98,28	98,30	99,47	101,77	101,94	101,60	100,11	100,16	100,08	100,46	99,19	99,92	99,62	97,71
4 O																
W	0,000	0,000	0,000	0,000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000
Ta	0,005	0,004	0,001	0,007	0,025	0,010	0,008	0,022	0,012	0,029	0,003	0,017	0,003	0,021	0,018	0,007
Nb	0,001	0,002	0,024	0,012	0,010	0,000	0,000	0,047	0,016	0,009	0,018	0,016	0,005	0,012	0,010	0,060
Ti	0,005	0,005	0,007	0,004	0,001	0,002	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,005	0,000
Sn	1,985	1,985	1,955	1,965	1,949	1,986	1,988	1,898	1,956	1,939	1,970	1,952	1,989	1,951	1,952	1,898
Fe	0,004	0,003	0,011	0,010	0,013	0,000	0,004	0,021	0,011	0,020	0,007	0,014	0,000	0,013	0,015	0,000
Mn	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,008	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008
Σcat	2,001	2,000	1,999	1,999	1,998	1,998	2,000	1,997	1,999	2,001	1,998	1,999	1,998	1,998	2,001	1,973
X _{Ta}	0,80	0,61	0,05	0,36	0,73	1,00	0,96	0,32	0,44	0,76	0,15	0,51	0,35	0,64	0,63	0,10
X _{Mn}	0,20	0,00	0,06	0,07	0,00	1,00	0,00	0,28	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,94

TIPO	10	10	10	10	10	10	10	11	11	11	11
wt%											
WO ₃	0,05	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta ₂ O ₅	0,04	0,11	0,09	0,45	0,19	0,63	0,19	0,29	0,55	0,31	0,62
Nb ₂ O ₅	0,00	1,47	0,86	0,08	0,00	2,95	0,00	1,69	0,23	0,89	2,04
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,20	0,28	0,28
SnO ₂	98,34	96,16	97,45	98,18	98,39	95,34	99,27	95,03	99,03	97,15	95,28
FeO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,45	0,10	0,37	0,70
MnO	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Total	98,43	97,83	98,55	98,72	98,61	99,21	99,46	97,66	100,16	99,00	98,92
4 O											
W	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Anexo A. 5 (continuação)

	10	10	10	10	10	10	10	11	11	11	11
	4 O										
Ta	0,001	0,002	0,001	0,006	0,003	0,009	0,003	0,004	0,007	0,004	0,008
Nb	0,000	0,033	0,020	0,002	0,000	0,066	0,000	0,039	0,005	0,020	0,046
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,008	0,011	0,011
Sn	1,998	1,935	1,969	1,989	1,996	1,895	1,997	1,929	1,973	1,951	1,906
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,019	0,004	0,016	0,029
Mn	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Σcat	2,000	1,974	1,992	1,997	2,000	1,983	1,999	1,999	2,000	2,002	2,001
X_{Ta}	1,00	0,04	0,06	0,76	1,00	0,11	1,00	0,09	0,59	0,17	0,15
X_{Mn}	1,00	1,00	0,55	1,00	0,00	0,91	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00

ANEXO B. DATOS DE GEOCRONOLOGIA ISOTÓPICA $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$

Anexo B. 1. Isótopos $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$. Resumo e restantes dados analíticos da datação das micas do campo aplitepegmatítico da Fregeneda-Almendra. Tipologia dos filões de acordo com o definido no capítulo IV. As etapas sublinhadas representam as secções do “plateau” utilizadas no cálculo da idade aparente. (M – granito de Mêda; F – granito de Feli).

TIPO	Mica	Idade de “plateau” (Ma)	Valor - J	MSWD	% ^{39}Ar libertado	Isócrona (Ma)	($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) _i
M	Ms	311,2 ± 3,7	0,01547 ± 0,4%	0,08	84,40%	311,2 ± 1,7	344,4 ± 43,0
F	Ms	305,0 ± 3,3	0,01547 ± 0,4%	0,52	90,97%	306,3 ± 1,5	264,7 ± 10,6
1	Ms	303,7 ± 4,2	0,01517 ± 0,4%	0,42	90,08%	307,2 ± 6,1	383,4 ± 58,3
2	Ms	302,2 ± 3,6	0,01517 ± 0,4%	0,22	78,30%	302,8 ± 1,9	320,2 ± 56,4
3	Ms	300,0 ± 3,5	0,01517 ± 0,4%	0,40	74,62%	301,1 ± 2,6	308,3 ± 82,0
4	Ms	304,8 ± 4,7	0,01517 ± 0,4%	0,09	50,36%	305,4 ± 2,3	299,5 ± 18,8
6	Ms	303,8 ± 4,4	0,01517 ± 0,4%	0,06	67,06%	304,9 ± 1,8	305,2 ± 14,4
7	Ms	296,4 ± 3,5	0,01517 ± 0,4%	0,33	70,55%	297,0 ± 1,7	308,4 ± 31,6
8	Ms	303,6 ± 4,8	0,01517 ± 0,4%	0,08	81,13%	302,6 ± 2,6	353,6 ± 29,7
9	Ms-Li	295,3 ± 3,9	0,01517 ± 0,4%	0,39	88,99%	292,6 ± 2,4	449,1 ± 20,4
10	Ms-Li	295,1 ± 4,2	0,01517 ± 0,4%	0,34	100,00%	295,0 ± 2,9	307,1 ± 58,9
11	Ms	300,0 ± 3,1	0,01517 ± 0,4%	0,21	95,26%	301,3 ± 1,8	235,5 ± 26,6

Ms – moscovite; Ms-Li – moscovite-litínifera.

MSWD – desvio-padrão ponderado ao quadrado; ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i – intersecção da isócrona com o eixo $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ do diagrama de correlação inversa.

GRANITO DE MÊDA (M)					
ETAPA	T (°C)	% ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}/\%$ ^{39}Ar	IDADE APARENTE
1	750	5,90	5,90	12,16 ± 1,40	311,1 ± 3,9
2	810	9,80	9,80	12,24 ± 0,60	313,0 ± 1,7
<u>3</u>	850	20,10	20,10	12,14 ± 0,40	310,6 ± 1,1
<u>4</u>	890	9,20	9,20	12,19 ± 0,80	311,6 ± 2,2
<u>5</u>	940	8,20	8,20	12,20 ± 1,00	311,9 ± 3,0
<u>6</u>	980	6,40	6,40	12,18 ± 1,10	311,5 ± 3,1
<u>7</u>	1020	8,20	8,20	12,16 ± 0,80	311,0 ± 2,3
<u>8</u>	1070	15,30	15,30	12,20 ± 0,90	312,0 ± 2,4
<u>9</u>	1130	17,00	17,00	12,16 ± 0,80	310,9 ± 2,2

GRANITO DE FELI (F)					
ETAPA	T (°C)	% ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}/\%$ ^{39}Ar	IDADE APARENTE
1	750	3,87	89,5	11,76 ± 1,7	301,6 ± 4,6
2	810	5,80	94,1	11,89 ± 1,0	304,6 ± 2,7
3	860	15,90	97,9	11,93 ± 0,7	305,5 ± 2,0
<u>4</u>	910	16,38	98,4	11,86 ± 0,4	303,8 ± 1,2
<u>5</u>	960	18,73	98,9	11,91 ± 0,7	305,0 ± 1,9
<u>6</u>	1010	17,91	99,0	11,89 ± 0,8	304,5 ± 2,1
<u>7</u>	1060	13,94	98,9	11,97 ± 0,6	306,5 ± 1,7
<u>8</u>	1100	4,02	98,3	11,97 ± 0,8	306,4 ± 2,3
9	1160	1,82	98,0	11,90 ± 1,5	304,9 ± 4,3
10	1250	1,63	95,6	11,87 ± 1,6	304,1 ± 4,6

(continua na página seguinte)

Anexo B. 1. (continuação)

FILÃO DO TIPO 1					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ AR	% ⁴⁰ AR*	% ⁴⁰ AR/% ³⁹ AR	IDADE APARENTE
1	630	1,1	77,1	12,34 ± 2,7	309,7 ± 7,6
2	670	1,2	86,7	13,93 ± 1,9	345,8 ± 6,0
3	730	2,7	91,9	13,28 ± 1,0	331,0 ± 3,1
4	770	4,9	95,2	12,79 ± 0,9	319,9 ± 2,8
<u>5</u>	805	6,3	95,8	12,29 ± 1,7	308,3 ± 4,9
<u>6</u>	830	9,2	98,4	11,96 ± 1,1	300,7 ± 3,2
<u>7</u>	860	13,8	98,8	12,07 ± 0,9	303,4 ± 2,4
<u>8</u>	960	16,7	98,3	12,05 ± 0,8	302,8 ± 2,2
<u>9</u>	1080	19,3	98,0	12,12 ± 0,8	304,5 ± 2,2
<u>10</u>	1260	24,8	96,4	12,09 ± 0,9	303,8 ± 2,4

FILÃO DO TIPO 2					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ AR	% ⁴⁰ AR*	% ⁴⁰ AR/% ³⁹ AR	IDADE APARENTE
1	750	8,2	94,5	12,76 ± 1,1	319,2 ± 3,2
2	810	13,5	97,5	12,08 ± 0,9	303,6 ± 2,6
<u>3</u>	840	14,7	98,9	12,05 ± 1,1	302,8 ± 3,0
<u>4</u>	855	4,3	98,6	12,05 ± 1,4	302,9 ± 3,9
<u>5</u>	890	4,0	99,1	12,09 ± 0,7	303,9 ± 2,1
<u>6</u>	930	3,7	97,8	12,04 ± 0,7	302,6 ± 1,9
<u>7</u>	970	3,9	97,7	12,00 ± 0,7	301,6 ± 1,9
<u>8</u>	1030	7,6	98,9	11,96 ± 0,7	300,8 ± 1,9
<u>9</u>	1100	27,9	99,3	12,02 ± 0,6	302,2 ± 1,7
<u>10</u>	1260	12,2	99,0	12,00 ± 0,5	301,7 ± 1,3

FILÃO DO TIPO 3					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ AR	% ⁴⁰ AR*	% ⁴⁰ AR/% ³⁹ AR	IDADE APARENTE
1	750	11,4	96,5	12,25 ± 0,6	307,6 ± 1,6
2	790	7,9	98,2	12,02 ± 1,0	302,2 ± 2,7
3	810	6,1	98,3	12,06 ± 0,7	303,2 ± 1,9
<u>4</u>	845	8,8	97,7	11,85 ± 1,2	298,3 ± 3,4
<u>5</u>	890	9,5	98,4	11,91 ± 0,5	299,7 ± 1,4
<u>6</u>	940	7,9	97,9	11,99 ± 0,8	301,6 ± 2,2
<u>7</u>	995	9,5	97,6	11,88 ± 0,6	298,9 ± 1,6
<u>8</u>	1060	19,0	98,6	11,90 ± 0,6	299,3 ± 1,5
<u>9</u>	1115	14,0	99,1	11,98 ± 0,7	301,3 ± 2,0
<u>10</u>	1260	6,0	96,2	12,01 ± 1,0	302,0 ± 2,8

FILÃO DO TIPO 4					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ AR	% ⁴⁰ AR*	% ⁴⁰ AR/% ³⁹ AR	IDADE APARENTE
1	750	9,9	82,0	12,39 ± 1,0	310,8 ± 2,9
2	810	6,9	89,4	12,08 ± 1,2	303,5 ± 3,2
3	860	5,4	91,0	12,20 ± 1,3	306,4 ± 3,6
<u>4</u>	910	9,5	95,4	12,17 ± 1,4	305,6 ± 3,9
<u>5</u>	960	11,8	96,3	12,09 ± 0,8	303,7 ± 2,3
<u>6</u>	1010	8,0	94,5	12,11 ± 0,7	304,3 ± 2,0
<u>7</u>	1060	8,3	94,1	12,17 ± 1,1	305,7 ± 3,2
<u>8</u>	1100	12,7	95,0	12,13 ± 1,1	304,8 ± 3,0
9	1160	19,8	96,9	12,18 ± 0,9	306,0 ± 2,4
10	1260	7,7	91,9	12,24 ± 0,9	307,2 ± 2,6

(continua na página seguinte)

Anexo B. 1. (continuação)

FILÃO DO TIPO 6					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ⁴⁰ Ar/% ³⁹ Ar	IDADE APARENTE
1	750	9,3	91,5	12,23 ± 1,2	307,0 ± 3,5
2	810	9,6	96,4	12,21 ± 0,9	306,5 ± 2,6
3	860	5,7	97,4	12,14 ± 1,6	304,9 ± 4,5
4	910	8,3	97,7	12,17 ± 0,5	305,6 ± 1,5
<u>5</u>	960	8,4	97,7	12,06 ± 1,0	303,1 ± 2,9
<u>6</u>	1010	8,4	97,6	12,07 ± 1,1	303,4 ± 3,0
<u>7</u>	1060	8,4	96,8	12,07 ± 1,0	303,3 ± 2,8
<u>8</u>	1100	16,7	96,9	12,13 ± 0,9	304,8 ± 2,4
<u>9</u>	1160	16,7	96,3	12,08 ± 0,9	303,6 ± 2,6
<u>10</u>	1260	8,4	87,3	12,09 ± 0,9	303,8 ± 2,6

FILÃO DO TIPO 7					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ⁴⁰ Ar/% ³⁹ Ar	IDADE APARENTE
1	750	9,3	94,4	11,82 ± 0,5	297,4 ± 1,5
2	810	6,1	97,4	11,74 ± 0,6	295,6 ± 1,6
3	860	5,2	97,2	11,84 ± 1,1	297,9 ± 3,1
4	910	8,8	99,1	11,85 ± 0,6	298,2 ± 1,8
<u>5</u>	960	5,6	98,2	11,71 ± 1,2	295,0 ± 3,2
<u>6</u>	1010	5,1	98,7	11,70 ± 0,8	294,8 ± 2,1
<u>7</u>	1060	6,5	98,5	11,76 ± 0,7	296,2 ± 2,0
<u>8</u>	1100	13,9	98,8	11,74 ± 0,9	295,7 ± 2,4
<u>9</u>	1160	29,3	99,3	11,79 ± 0,6	296,9 ± 1,8
<u>10</u>	1260	10,0	99,4	11,83 ± 0,6	297,7 ± 1,7

FILÃO DO TIPO 8					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ⁴⁰ Ar/% ³⁹ Ar	IDADE APARENTE
1	750	10,4	88,4	12,49 ± 0,8	313,1 ± 2,2
<u>2</u>	810	6,1	92,1	12,05 ± 1,6	302,9 ± 4,3
<u>3</u>	860	4,4	94,0	12,09 ± 1,8	303,7 ± 5,1
<u>4</u>	910	8,5	96,3	12,10 ± 1,1	303,9 ± 3,2
<u>5</u>	960	6,8	96,7	12,09 ± 1,2	303,9 ± 3,3
<u>6</u>	1010	5,8	96,6	12,06 ± 0,9	303,1 ± 2,6
<u>7</u>	1060	7,7	97,1	12,01 ± 1,2	302,0 ± 3,2
<u>8</u>	1100	14,3	97,4	12,04 ± 0,9	302,7 ± 2,6
<u>9</u>	1160	27,6	98,7	12,13 ± 0,9	304,6 ± 2,6
10	1260	8,4	98,8	12,22 ± 1,0	306,8 ± 2,9

FILÃO DO TIPO 9					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ⁴⁰ Ar/% ³⁹ Ar	IDADE APARENTE
1	750	8,1	93,4	12,23 ± 1,0	307,0 ± 2,7
<u>2</u>	810	11,4	97,6	11,73 ± 0,5	295,5 ± 1,5
<u>3</u>	860	13,1	98,6	11,67 ± 0,8	294,0 ± 2,1
<u>4</u>	910	23,4	98,9	11,68 ± 1,2	294,3 ± 3,3
<u>5</u>	960	26,9	99,1	11,74 ± 0,9	295,7 ± 2,5
<u>6</u>	1010	9,0	98,9	11,77 ± 0,5	296,4 ± 1,5
<u>7</u>	1060	5,2	97,5	11,83 ± 0,8	297,8 ± 2,3
8	1100	2,0	95,7	12,07 ± 1,4	303,4 ± 4,0
9	1160	0,7	88,2	11,98 ± 2,4	301,3 ± 6,6
10	1260	0,3	82,0	12,10 ± 4,5	304,0 ± 12,6

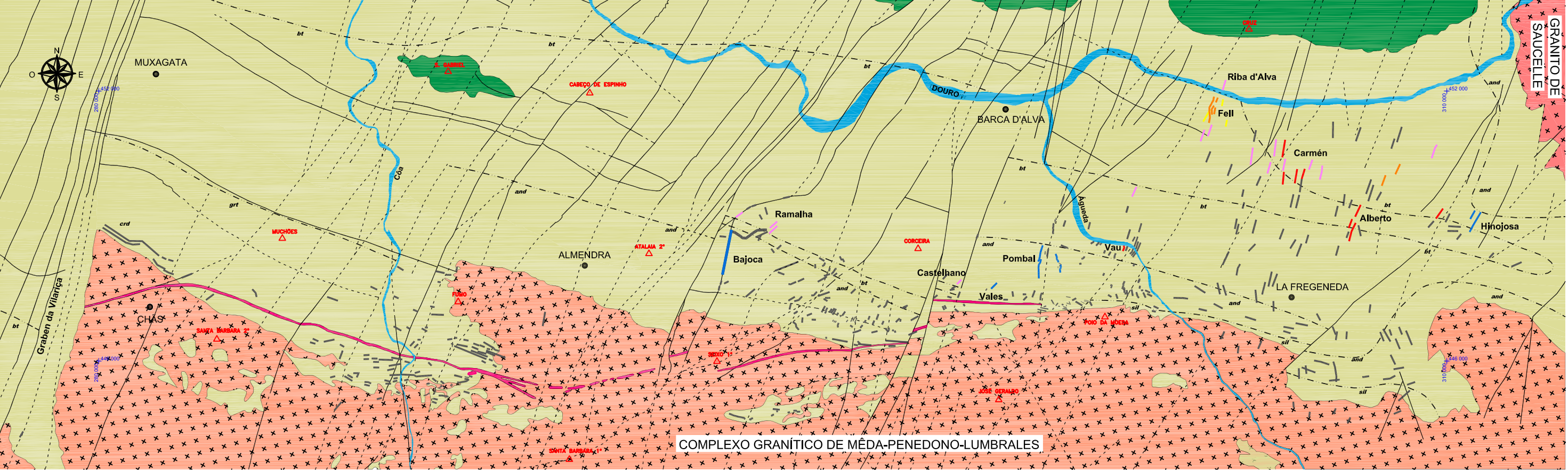
(continua na página seguinte)

Anexo B. 1. (continuação)

FILÃO DO TIPO 10					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ AR	% ⁴⁰ AR*	% ⁴⁰ AR/% ³⁹ AR	IDADE APARENTE
<u>1</u>	750	6,4	91,3	11,80± 1,3	297,1 ± 3,7
<u>2</u>	810	5,6	96,9	11,82± 1,4	297,6 ± 3,7
<u>3</u>	860	5,9	98,0	11,75± 1,7	295,8 ± 4,8
<u>4</u>	910	19,4	98,9	11,72± 0,8	295,1 ± 2,1
<u>5</u>	960	42,3	99,4	11,71± 0,6	295,0 ± 1,7
<u>6</u>	1010	10,4	99,4	11,66± 0,9	293,8 ± 2,5
<u>7</u>	1060	6,1	99,0	11,63± 1,6	293,1 ± 4,3
<u>8</u>	1100	2,4	98,2	11,86± 2,3	298,4 ± 6,3
<u>9</u>	1160	1,5	96,3	11,32± 3,2	285,9 ± 8,4

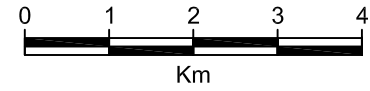
FILÃO DO TIPO 11					
ETAPA	T (°C)	% ³⁹ AR	% ⁴⁰ AR*	% ⁴⁰ AR/% ³⁹ AR	IDADE APARENTE
1	750	1,6	91,9	11,67± 0,7	294,0 ± 2,0
2	810	1,4	96,6	12,02± 1,4	302,3 ± 3,8
3	850	1,7	97,6	12,01± 1,0	301,9 ± 2,9
<u>4</u>	890	7,8	98,5	11,89± 0,6	299,2 ± 1,7
<u>5</u>	940	10,8	99,2	11,89± 0,5	299,2 ± 1,4
<u>6</u>	980	15,8	99,4	11,93± 0,5	300,0 ± 1,4
<u>7</u>	1020	5,0	98,9	11,87± 0,7	298,7 ± 2,0
<u>8</u>	1070	16,3	99,6	11,96± 0,7	300,7 ± 2,1
<u>9</u>	1130	26,2	99,6	11,92± 0,6	300,0 ± 1,6
<u>10</u>	1250	13,3	99,6	11,96± 0,6	300,9 ± 1,7

ANEXO C. MAPA GEOLÓGICO DO CAMPO APLITOPEGMATÍTICO
DA FREGENEDA-ALMENDRA



Sistema de coordenadas segundo a projeção cartográfica Hayford-Gauss Militar - datum Lisboa.

Base geológica adaptada das cartas geológicas de Portugal à escala 1:50.000, folhas n.º 15 - A (Vila Nova de Foz-Côa) & 15 - B (Freixo de Espada-à-Cinta) (Silva et al., 1990a, b), Camicero (1981, 1982) & Roda (1993).



Legenda:

- Formações Ordovícicas
- Formações do Complexo Xisto-Grauváquico - Grupo do Douro
- Granito tardi-D3 de Saucelle
- Complexo granítico sin- a tardi-D3 de Mêda - Penedono - Lumbrales
- Pórfiro granítico/riolítico
- Isógrada metamórfica
(bt - biotite; and - andaluzite; sil - sillimanite; crd - cordierite)
- Falhas
- Falhas prováveis
- Aplitopegmatitos sem mineralização litínifera (tipo 1 ao tipo 6)
- Aplitopegmatitos com petalite (tipo 7)
- Aplitopegmatitos com espodumena (tipo 8)
- Aplitopegmatitos com lepidolite + espodumena (tipo 9)
- Aplitopegmatitos com lepidolite (tipo 10)
- Filões de quartzo com cassiterite (tipo 11)

